

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист М-54 – Александровск-Сахалинский

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГБУ
«ВСЕГЕИ»)

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «ДАЛЬГЕОФИЗИКА»
(ОАО «ДАЛЬГЕОФИЗИКА»)

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО
«САХАЛИНСКАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ»
(ОАО «САХАЛИНСКАЯ ГРЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)

Серия Дальневосточная

Лист М-54 – Александровск-Сахалинский

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ 2016

Дымович В. А., Евсеев С. В., Евсеев В. Ф., Нестерова Е. Н., Маргулис Л. С., Атращенко А. Ф., Беляев И. В., Деркачев А. Н., Зелепугин В. Н. и др., Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-54 – Александровск-Сахалинский. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. с.+ вкл.

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических образований территории листа М-54, охватывающего восточную часть Сихотэ-Алинской складчатой системы, северную часть Восточно-Сихотэалинского окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса, центральную часть Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы (о. Сахалин), акваторию Татарского пролива и присахалинского шельфа Охотского моря. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии, геолого-экологической обстановке. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. , ил. , список лит. из 524 наименований, прил.

Авторы

Дымович В. А., Евсеев С. В., Евсеев В. Ф., Нестерова Е. Н., Маргулис Л. С., Атращенко А. Ф., Беляев И. В., Деркачев А. Н., Зелепугин В. Н., Коноваленко А. А., Опалихина Е. С., Рыбак-Франко Ю. В., Уткин И. В., Хайбулина Г. А. при участии Желебогло О. В., Юрченко Ю. Ю.

Главный научный редактор *В. Н. Зелепугин*

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра_2016 г.

© Федеральное агентство по недропользованию, 20__ г.

© ФГБУ "ВСЕГЕИ", 20__ г.

© ОАО "Дальгеофизика",

ОАО "СахГРЭ"

© Коллектив авторов и редакторов, 20__ г.

© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 20__ г.

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-54 – Александровск-Сахалинский, ограниченная координатами $48^{\circ} 00' - 52^{\circ} 00'$ с.ш. $138^{\circ} 00' - 144^{\circ} 00'$ в.д., имеет площадь $191\,357,94 \text{ км}^2$ и охватывает южную часть Хабаровского края, северную часть Приморского края, Центральную часть Сахалинской области, а также прилегающую акваторию Татарского пролива и западной части Охотского моря. В целом площадь листа может быть подразделена в физико-географическом и геологическом плане на три крупных подразделения: материковая суша, островная суша и акватория.

Территория материковой суши листа М-54 площадью $78,7 \text{ тыс. км}^2$ в ортографическом отношении – горнотаежная страна, в основном принадлежащая хребту Сихотэ-Алинь, простирающимся в северо-восточном направлении, и его отрогам – хребтам Большой Ян, Янгиндя, Тумнинский и др. (рис 1). Крайняя северо-восточная часть территории принадлежит Удыль-Кизинской равнине (рис. 1). Преобладающие высоты вершин в центральной части территории $1300\text{--}1500 \text{ м}$, в западной – $900\text{--}1200 \text{ м}$, в восточной – $600\text{--}800 \text{ м}$. Отдельные вершины хребтов на юге территории достигают высоты 1600 м и более (г. Яко – 1690 м , г. Бо-Джауса – 1637 м). Несколько западнее основного хребта возвышается высокогорный массив Тардоки-Яни, наивысшая точка которого (2090 м) является максимальной отметкой всей Сихотэ-Алинской горной системы. Относительные превышения в хребтах и горных грядах $400\text{--}700 \text{ м}$, иногда достигают 900 м . Удыль-Кизинская равнина представляет собой заболоченную низменность с абсолютными отметками $10\text{--}50 \text{ м}$, с многочисленными озерами, крупными из которых являются озера Бол. Кизи, Удыль. Её однообразие нарушают отдельные останцовые горы высотой до 250 м .

Крупнейшей водной артерией района является р. Амур, протекающая в северо-восточном направлении на севере территории листа. Вначале, на протяжении около 90 км , она имеет единое русло шириной $860\text{--}2600 \text{ м}$, глубиной $2\text{--}31 \text{ м}$ со скоростью течения $1,2\text{--}1,4 \text{ м/с}$. В пределах Удыль-Кизинской равнины это типичная равнинная река со многими протоками, рукавами, островами, с широкой (более 10 км) поймой.

Западные склоны хр. Сихотэ-Алинь дренируются системами рек Анюй и Гур, впадающими в р. Амур за пределами территории листа. Речная сеть восточных склонов относится к бассейнам рек Тумнин, Коппи, Ботчи, впадающих в Татарский пролив, а также бассейну р. Яй, впадающей в оз. Бол. Кизи. На севере района в р. Амур впадает р. Лимури, в оз. Удыль – р. Пильда. Все эти реки типично горные, со значительными (от $3\text{--}6$ до $12\text{--}20 \text{ м}$ на 1 км) про-

дольными уклонами, обилием перекатов, каменных глыб в русле и лесных заломов. По наиболее крупным из них – рекам Анюю, Тумнин и Коппи – возможно передвижение на моторных лодках. Ширина этих рек составляет 35–40 м (до 100 м), средняя глубина – 1–1,5 м (до 6 м), скорость течения – от 2,2–2,5 м/с на плесах до 3,5 м/с на перекатах. В период затяжных дождей уровень рек поднимается на 2–3 м, и даже мелкие ручьи превращаются в бурные потоки. В истоках р. Бомболи, на высоте около 1400 м горного массива Гардоки-Яни, расположены небольшие озера ледникового происхождения.

Климат района муссонно-континентальный с частыми дождями и туманами в летнее время и с преобладанием солнечной погоды поздней осенью и зимой. В течение года выпадает 800–1300 мм осадков, из них больше половины приходится на июнь–сентябрь, иногда вызывая на реках катастрофические паводки. Максимальные температуры отмечаются в июле (до +30°C), минимальные – в январе (–35°C). Отрицательная среднегодовая температура (–3,5°C) обуславливает наличие островной многолетней мерзлоты. Глубина промерзания грунтов превышает 2 м. Оттаивание почвы к концу августа составляет 0,2–3 м. Реки вскрываются в конце апреля–начале мая. В долинах снег стает к середине мая, а в высокогорье даже в сухое, жаркое лето снежники сохраняются до середины июля. Заморозки и первые снегопады отмечаются в начале сентября, а в приводораздельных частях даже в начале августа. Постоянный снежный покров в высокогорье ложится в конце сентября, а в долинах – в конце октября–начале ноября. Глубина его в среднем составляет 0,5–1 м, на побережье Татарского пролива достигает 2 м. Реки замерзают в декабре.

Большая часть района покрыта труднопроходимой тайгой смешанных манчжурской и сибирской провинций. Хотя на значительной территории она выгорела или вырублена при лесозаготовках, но заросла густым подлеском. В долинах рек растут ель, пихта, лиственница, осина, тополь, береза и др. На восточных склонах Сихотэ-Алиня и в прибрежной части р. Амур часто встречаются кедр, липа, ясень, дуб. Елово-пихтовая и лиственничная тайга, покрывающая склоны гор, на высоте 1200–1600 м сменяется зарослями кедрового стланика, рододендрона, карликовой березы, мхами и лишайниками гольцов. На равнинах широко развиты сфагновые болота, кочкарниковые мари.

Сильная залесенность, лесные завалы, развитие густого подлеска и кустарника обуславливают очень плохую проходимость на большей части территории. На многочисленных участках лесоповала в перестойных лесах и в горельниках, заросших сплошной молодой порослью, скорость пешего передвижения не превышает 0,5–2 км/ч.

С залесенностью связана и плохая обнаженность. Разрозненные коренные обнажения встречаются преимущественно на вершинах остроконечных гряд, у оснований склонов и по берегам рек. Протяженные скальные выходы коренных пород наблюдаются лишь по берегу Татарского пролива.

Животный мир обычен для тайги Дальнего Востока, но беден в количественном отношении из-за интенсивного воздействия человека на природу. В труднодоступных районах постоянно обитают бурый и гималайский медведь,

лось, изюбрь, кабарга, росомаха, рысь, лисица, выдра, заяц, соболь, норка, белка. Много рябчиков, иногда встречаются глухари. Реки богаты лососевыми породами рыб (ленком, хариусом, тайменем). В р. Амур заходит кета, в бассейнах рек Коппи, Тумнин, Ботчи нерестятся горбуша, голец, сима. Обилие кровососущих насекомых затрудняет полевые работы. Имеются случаи заболевания клещевым энцефалитом.

Площадь территории листа в пределах о. Сахалин составляет 42634 км². Южный гористый район, охватывающий среднюю и южную части острова, занимают Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы, разделённые центральной депрессией. Западно-Сахалинские горы протянулись на 650 км вдоль западного побережья острова. Почти на всём протяжении они состоят из трёх параллельных горных цепей, разделённых узкими глубокими межгорными долинами. Осевое положение занимает Камышовый хребет. В средней части (49°-50° с.ш.) Камышовый хребет достигает наибольшей высоты (1000-1300 м). Здесь расположена его высшая точка – г. Возвращения (1325 м). К северу и к югу хребет постепенно снижается, переходя на перешейке Поясок и в своей северной оконечности в гряды невысоких холмов.

К западу от Камышового хребта располагаются Северо-Прибрежная, Приморская и Южно-Прибрежная цепи, которые западными отрогами почти на всём протяжении подходят к самому берегу Татарского пролива, определяя его обрывистый характер. На большей части этого побережья хорошо выражена относительно высокая морская абразионная терраса, круто обрывающаяся к морю. Ширина её небольшая – от 200 м до 1,5-2,0 км. Прибрежные горы и терраса расчленены многочисленными узкими речными долинами – «распадками», имеющими V-образную форму. Только наиболее крупные из них в нижней части расширяются и образуют ровные площадки, пригодные для сельскохозяйственного освоения. К востоку от Камышового хребта протянулась цепь хребтов: Таулан-Армуданский, Онорский, Поронайский и др., а на юге – хребты Макаровский, Жданко, горы Ламанон.

Восточно-Сахалинские горы, в целом, сориентированы с северо-северо-запада на юго-юго-восток и представляют собой сложную систему хребтов, заполняющих восточную часть среднего Сахалина. Протяжённость системы с севера на юг около 350 км, с запада на восток – более 60 км. Наиболее крупные хребты – Набильский, в средней части которого расположена самая высокая на острове г. Лопатина (1609 м), и Центральный с высотами до 1125 м. Южная оконечность хребта выходит на полуостров Терпения.

Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы разделены Тымь-Поронайской низменностью. Северная часть низменности – Тымовская долина имеет в ширину в среднем около 10 км (у пос. Тымовское сужается до 5 км). К югу низменность расширяется, достигая в среднем течении р. Поронай 25-30 км, а на выходе к заливу Терпения – более 80 км. Рельеф низменности спокойный, она плавно повышается к водоразделу Тыми и Пороная (с абсо-

лютной высотой 157 м). В долинах хорошо прослеживаются две надпойменные террасы. Плоский рельеф низменности способствует интенсивному заболачиванию, особенно развитому в южной её части.

Северную часть листа занимает обширная Северо-Сахалинская равнина. Её прибрежные части представляют собой широкие, особенно на западном побережье, низкие морские террасы плоские и заболоченные. Центральная часть – несколько приподнятая, полого холмистая равнина со слабо выраженными водоразделами. Отделяется от прибрежных частей цепями останцовых гор с вершинами до 400-600 м.

Территория листа находится в зоне действия муссона умеренных широт. В холодный период преобладают северо-западные ветры, приносящие на территорию области холодные континентальные воздушные массы. Муссонный режим циркуляции иногда нарушается вторжениями более тёплых масс, приносящих оттепели, обильные осадки. В тёплый период преобладающими становятся юго-восточные ветры, которые определяют прохладное, дождливое, с частыми туманами лето. В конце лета и осенью проходят тайфуны, сопровождающиеся ураганными ветрами и ливневыми осадками. Среднегодовая температура в районе г. Макаров – (-0,9°), в пос. Тымовское – (-1,4°).

Большое количество осадков при малой испаряемости обуславливает сравнительно обильный поверхностный сток, который в среднегодовом исчислении колеблется от 10 до 35 л/сек с км². Значительный сток в условиях гористого рельефа формирует густую речную сеть. Наиболее крупные реки: Поронай, Тымь, Углегорка. По характеру течения реки горные и смешанные (крупные реки в верхнем течении имеют горный характер и спокойное течение в пределах долин). Наиболее крупные озёра: Невское (178 км²) – у побережья залива Терпения и Айнское – на западном побережье. В поймах крупных рек широко развиты старицы и котловины, заполняемые во время разливов рек

Обнажённость на территории в целом удовлетворительная. Обнажения встречаются в доколях террас, на гребнях водоразделов, хорошо обнажены значительные участки побережья Татарского пролива и Охотского моря.

Акватория листа М-54 представлена Татарским проливом Японского моря и примыкающим к о-ву Сахалин охотоморским шельфом (северо-восток листа) и заливом Терпения, омывающим Сахалин с юго-востока, общая площадь акватории в пределах листа составляет около 70 тыс. кв. км.

Татарский пролив отделяет материковую часть территории листа от о-ва Сахалин. Шельф пролива – слабонаклонная ровная поверхность шириной от 20 до 120 км, бровка шельфа расположена на глубине 200-230 м, при этом в северной части пролива граница шельфа морфологически не выражена. На юге пролива, где располагается северная оконечность Япономорской впадины, материковый и островной склоны имеют большие уклоны, поверхность этой части акватории осложнена валообразными поднятиями и ложбинами, образование которых вызвано оползневными процессами. Глубины в северной части Татарского пролива не превышают 100 м, в центральной составляют около 300 м, а в пределах впадины заканчиваются 700-метровой изобатой.

Залив Терпения располагается в средней части восточного побережья острова Сахалин. Дно залива Терпения представляет собой обширную мелко-

водную отмель, полого погружающуюся в юго-восточном направлении. В центральной части залива уклоны существенно не меняются и не превышают 0,001, вблизи западного берега залива Терпения шельф более крутой с уклоном до 0,5⁰. Большую часть акватории залива занимают глубины менее 100 м, бровка шельфа расположена за пределами листа. Полого-волнистая равнина осложнена ветвящимися ложбинами глубиной до 60 м, которые ориентированы субмеридионально и имеют эрозионное происхождение (затопленные древние долины).

Охотоморский шельф в пределах листа М-54 располагается в центральной части восточного побережья о-ва Сахалин, образуя обширную отмель с глубинами, не превышающими 150 м, бровка шельфа находится восточнее. Полого-наклонная всхолмленная поверхность представляет собой абразионно-аккумулятивную равнину, приуроченную к зоне современного волнового воздействия. Вдоль берега распространены многочисленные лагуны (наиболее крупные – Ныйский, Набильский и Луньский заливы), эти лагуны-заливы отчленены от открытого моря песчаными барами и косами. Поверхность дна охотоморского шельфа осложнена банками, различными поднятиями, впадинами и ложбинами [47].

Юго-западная часть Охотского моря и Татарский пролив Японского моря расположены в муссонной *климатической зоне* умеренных широт. Муссонный климат, обусловленный изменением местоположения и характером взаимодействия барических образований, а также положение моря на границе Азиатского материка и Тихого океана являются основными факторами, формирующими климат и гидрологический режим моря. Главными барическими образованиями являются Алеутский минимум, Северо-Тихоокеанский максимум, Сибирский антициклон (зимой), а также Дальневосточная депрессия (циклон) и Охотский антициклон (летом). Общий муссонный характер циркуляции и ветрового режима часто нарушается глубокими циклонами, которые проходят в направлении с юго-запада на северо-восток. Зима здесь довольно продолжительная и суровая, с частыми штормовыми ветрами и метелями, холодный период года длится 120-130 суток. Лето прохладное, с большим количеством осадков и густыми туманами. Весна и осень короткие и облачные. Величины среднегодовых значений температуры воздуха составляют 4-5⁰. Самым холодным месяцем является январь, а самым теплым – август. Минимальные фактические значения температуры воздуха, зафиксированные на прибрежных станциях, составляют –12...–16⁰. Максимальные значения - 31-36⁰ [9].

Частые и сильные ветры над акваторией являются причиной сильного ветрового волнения и зыби (высота волн от 4-6 до 10-11 м). Наибольшая повторяемость штормового волнения приходится на осенне-зимний период и обусловлена прохождением глубоких циклонов через акваторию на восток. В холодное время года над морем господствуют сильные ветры северо-западного и северо-восточного направлений с наиболее вероятными значениями скорости 5-10 м/с (в отдельные месяцы 10-15 м/с). Повторяемость штормовых ветров скоростью более 15 м/с в среднем за год составляет около 10%. Ветры ураганной силы (35 м/с и более) наблюдаются 6-8 дней в году. Случаи кратковременного резкого усиления ветра (до 20 м/с и более) связаны с вы-

ходом в море отдельных циклонов и тайфунов с максимумом повторяемости в августе-сентябре. Обычно здесь отмечается 1-2, реже 3-4 случая выхода тайфунов в год [9].

Приливные явления связаны с распространением приливной волны из Тихого океана, они вызывают значительные колебания уровня моря, скорости и направления течений. Величины максимально возможных приливных колебаний уровенной поверхности составляют 2,3 м в Татарском проливе, 1,4 м – в заливе Терпения и 2,1 м на побережье Охотского моря [7].

В Татарском проливе к северу от 48° общая циркуляция вод является преимущественно циклонической. Основные течения, формирующие циркуляцию, расположены у берегов пролива (особенно в присахалинской части). Восточное звено циклонической циркуляции вод (продолжение Цусимского течения) имеет скорости до 5-9 см/сек, в то время как западное (течение Шренка) - 10-30 см/сек [211]. Ветви Цусимского течения вдоль Сахалина следуют на север и через систему круговоротов поворачивают на юг вдоль западного побережья пролива [119].

Особенностью циркуляционной системы Охотского моря является общее циклоническое движение вод (против часовой стрелки) вдоль границ всего бассейна. На фоне общего круговорота в различных районах моря прослеживаются локальные области с антициклонической и циклонической циркуляцией, занимающие обширные участки акватории, и вихревые образования более мелкого масштаба. К областям с устойчивой антициклонической циркуляцией относится круговорот, расположенный в юго-западной части залива Терпения.

Продолжительная зима с сильными морозами приводит к сильному выходу ледяного покрова морской поверхности, сопровождающемуся интенсивным льдообразованием почти во всех районах моря. По многолетним данным, продолжительность периода со льдом в Татарском проливе, в силу его большой меридиональной протяженности, от 40 - 80 дней в южной части пролива и до 140—170 дней в северной его части, толщина льда может достигать 1.5 м [9].

В Охотском море встречаются как неподвижные льды, так и плавучие, которые представляют собой наиболее распространенную форму льдов моря. В целом, по суровости ледовых условий Охотское море сопоставимо с арктическими морями. Средняя продолжительность ледового периода у побережья о. Сахалин – 190-200, а на юге – 110-120 суток. В наиболее суровые зимы ледяной покров занимает до 99% площади всей акватории Охотского моря, а в мягкие – 65%. Дрейфующий лед достигает большой сплоченности и под влиянием течений и ветров подвергается сильному сжатию и торошению. В открытой части моря никогда не наблюдается сплошного неподвижного льда. В течение длительного периода с апреля по июнь происходит разрушение и таяние ледяного покрова [9].

Территория листа характеризуется средней экономической освоенностью. Через центральную часть материковой суши проходит железнодорожная магистраль Комсомольск-на-Амуре–Советская Гавань, связывающая пос. Гурское, Уктур, Высокогронный, Кенада и др. с этими городами, и автомобильная трасса Лидога–Ванино краевого значения. Вдоль железной дороги между пос. Гурское и Высокогронный имеется автомобильная дорога. По правобережью

р. Амур проложена грунтовая дорога, соединяющая пос. Селехино, расположенный на автомагистрали Хабаровск–Комсомольск-на-Амуре, с пос. Де-Кастри и г. Николаевск-на-Амуре. Вдоль неё проведена подземная линия нефте- и газопроводов Оха–Комсомольск-на-Амуре. Река Амур доступна для пассажирских и грузовых судов класса «река–море». На левобережье приамурской части территории имеются несколько новых действующих лесовозных автодорог.

Основными населенными пунктами материковой части листа являются г. Советская Гавань и поселок городского типа Ванино, с которыми поддерживается регулярное железнодорожное и воздушное (через аэропорт Майгатка) сообщение. Ведущими отраслями их хозяйственной деятельности являются транспорт, рыбная, лесная и судоремонтная промышленность. Через пос. Ванино осуществляется паромная транспортировка грузов на Сахалин и морское сообщение с российскими и иностранными портами. Население небольших поселков в районе занято в лесной промышленности, лесничествах, занимается рыболовством, пушным промыслом, обслуживанием газопровода и железной дороги.

Важнейшую роль в жизни Сахалина играет морской транспорт, обеспечивающий весь грузооборот между областью и другими районами страны и сопредельными странами. Специфическое звено морского транспорта – паромная переправа Холмск – Ванино – обеспечивает основной объём перевозок между Сахалином и материком. Морской транспорт частично выполняет и внутриобластные перевозки – между севером и югом Сахалина, между Сахалином и Курилами. На морской транспорт возлагается и транспортное обслуживание работы рыболовных флотилий в отдельных районах. Рейдовые порты Александровск-Сахалинский, Углегорск, Красногорск на западном побережье, Поронайск – в заливе Терпения обеспечивают грузоперевозки прилегающих районов. Имеется ряд рейдовых портовых пунктов по отгрузке угля, леса.

Главная железнодорожная магистраль острова протянулась от г. Корсакова до пос. Ноглики на северо-восточном побережье. Железнодорожная сеть Сахалина через паромную переправу Холмск-Ванино получила непосредственную связь с железными дорогами материка. Вагоны с грузом, прибывшие паромом в Холмск после перестановки на островную колею, следуют до станции назначения.

Единая сеть автодорог разного класса охватывает южную и среднюю часть Сахалина, дублируя и дополняя железнодорожную сеть и обеспечивая транспортные связи всех населённых пунктов. Основу составляют дороги меридионального направления Корсаков – Южно-Сахалинск – Поронайск – Тымовское – Ноглики (другое направление Тымовское – Александровск-Сахалинский) и Шебунино – Холмск – Ильинский – Углегорск – Бошняково.

Население сосредоточено в городах и посёлках Макаров, Поронайск, Ноглики, Тымовское, Александровск-Сахалинский, Смирных, Углегорск, Шахтёрск.

В геологическом отношении материковая суша сложена мезозойскими структурами Сихотэ-Алинской складчатой системы, активизированной в позднем мезозое-кайнозое. В строении о. Сахалин принимают участие позд-

немезозойско-кайнозойские складчатые структуры Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы. Акватория (Татарский пролив, залив Терпения и шельф Охотского моря) сложена мощными (до 9 км) слабо дислоцированными кайнозойскими, преимущественно терригенными, толщами.

Геологическая изученность. Первые сведения о геологическом строении материковой суши появились после маршрутных исследований Р. К. Маака (1851 г.), Н. П. Аносова (1856 г.) и Ф.Б. Шмидта (1858 г.) в Нижнем Приамурье, Д. В. Иванова (1894–1896 гг.), Я. С. Эдельштейна (1897–1898 гг.), В. К. Арсеньева (1907–1910, 1927 гг.) в бассейнах рек Коппи и Ботчи. В этот же период (1907–1908 гг.) в бассейне р. Коппи проводились поисковые работы на золото Амурской экспедицией Российского Золотопромышленного общества. С 30-х и до начала 50-х годов прошлого столетия выборочно на разобраных площадях М. Г. Золотовым, Е. В. Павловским, И. Г. Козловым, Л. И. Красным, Н. П. Саврасовым, П. Д. Шкляевым, Л. Б. Кривицким, Е. К. Дацко, Ю. Ф. Чемяковым, А. А. Головневой, А. А. Кирилловым, В. А. Булатовым и др. проводились целенаправленные маршрутные исследования, мелко- и среднемасштабные геологические съемки. Этими исследователями были составлены первые геологические карты и сформированы общие представления о геологических комплексах, структуре и минерагении района. И. Г. Козловым (1934 г.) в пределах береговой полосы р. Амур впервые, на основании сборов фауны и флоры, были выделены верхнетриасовые, юрские, нижнемеловые, третичные, постплиоценовые и современные образования. Л. И. Красным и Н. П. Саврасовым в 1936 г. была разработана стратиграфическая схема мезозойских образований Нижнего Приамурья, которая в течение длительного времени, вплоть до проведения ГСР-200, была основой для всех геологических построений.

В 50-е годы прошлого века началось планомерное геологическое картирование территории листа в масштабе 1:200 000. К этому времени была разработана новая стратиграфическая схема, утвержденная Первым Дальневосточным региональным межведомственным стратиграфическим совещанием в 1956 г. К концу 60-х годов картирование, после проведения редакционно-увязочных работ силами ДВГУ, ВСЕГЕИ, 4-го ГУ и 2-го ГГУ, в основном завершилось изданием листов Госгеолкарты-200 первого поколения. Концентрированным выражением геологических достижений этих лет явилась Геологическая карта листа М-54 первого поколения, составленная в масштабе 1:1 000 000 А. И. Савченко и Л. М. Саяпиной (1962 г.). Разработанная в процессе геокартирования масштаба 1:200 000 схема стратиграфии юрских и меловых отложений в почти неизменном виде была повторно принята Вторым (г. Владивосток, 1965 г.) и Третьим (г. Хабаровск, 1978г.) межведомственными стратиграфическими совещаниями.

Геологическая съемка масштаба 1:50 000 была проведена в основном в 1960–1980 годах, а на отдельных площадях продолжалась вплоть до 1997 г. Ею охвачено около 40 % площади листа в основных горнорудных районах – Нижнеамурском, Тумнинском и Бута-Коппинском. Для расчленения стратиграфических образований в различных вариациях использовалась схема стратиграфии, разработанная в процессе геокартирования масштаба 1:200 000. Основой схемы расчленения интрузивных образований явились тематические

работы Э. П. Изоха с соавторами (1967 г.) по изучению магматических комплексов Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. Выделенные ими раннемеловая хунгарийская, позднемеловая нижеамурская, раннепалеогеновая верхнеудоминская и позднепалеогеновая прибрежная серии (в современном понимании комплексы) и сейчас служат основой соответствующих серийных легенд Государственных геологических карт. В результате ГСР-50 на основе многочисленных находок органических остатков, изучения взаимоотношений между геологическими подразделениями, определений радиологического возраста магматических пород были существенно уточнены схемы стратиграфии и магматизма района, а в процессе сопутствующих общих поисков выявлены новые перспективные на золото, цветные и редкие металлы площади. Выяснилось также, что для более точного отображения деталей геологического строения требуется выделение нескольких структурно-формационных зон.

В конце 80-х годов на территории листа были полностью завершены работы по составлению ГГК-200 первого поколения. Этот материал в совокупности с данными геологической съемки м-ба 1:50 000 и тематических исследований был обобщен в ГГК-1 000 новой серии (Колмак и др., 1994). По сравнению с ГГК-1 000 первого поколения в новой серии был расширен минералогический блок за счет характеристики закономерностей размещения полезных ископаемых и основных этапов минералогической эволюции.

В конце прошлого столетия велась работа по составлению серийных легенд Госгеолкарты-200/2: Буреинской (А. Ф. Васькин, 1998 г.), Комсомольской (В. Б. Григорьев, 1999 г.), Николаевской (В. А. Дымович, 1998 г.), Южно-Сихотэ-Алинской (В. А. Бажанов, 1998 г.). В результате для территории каждой серии были уточнены схемы геолого-структурного и минералогического районирования; в соответствии со Стратиграфическим и Петрографическим кодексами приведены наименования и характеристики картографируемых стратиграфических и магматических подразделений. На их основе в 2002 г. в ФГУТП «Хабаровскгеология» была составлена легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3 [497].

С 1996 г. НРС МПР России стал рассматривать и утверждать к изданию листы ГГК-200 второго поколения. Количество таких листов для М-54 очень незначительно - три для материковой части (М-54-I, VII, XIV) и два для о. Сахалин (М-54-XVIII, XXIV). Однако, даже эти материалы ГДП-200 позволили уточнить схемы геолого-структурного и минералогического районирования района внести существенные коррективы в стратиграфические схемы Баджало-Горинской, Западно- и Восточно-Сихотэалинской и Восточно-Сахалинской структурно-формационных зон, а также значительно расширить перспективы территории на обнаружение коренных месторождений золота и цветных металлов.

Значительная часть материалов, полученных в процессе геологического изучения территории листа, приведена в крупных обобщающих монографиях: Геология СССР, том XIX, часть 1 (1966 г., ред. Л. И. Красный) и часть 2 (1973 г., ред. В. В. Онихимовский); Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, том 8 [88]; отображена на геологической карте Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500

000 [375]; геологической карте Приморского края масштаба 1:500 000; Государственной геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000 новой серии листа М-(53), 54, (55) – Хабаровск [47]; геологической карте Хабаровского края масштаба 1:1 000 000 [262]; карте полезных ископаемых Хабаровского края и ЕАО масштаба 1:1 000 000 [261]; минерагенической карте Хабаровского края масштаба 1:500 000 [376]; карте минерагенического районирования Хабаровского края и ЕАО масштаба 1:1 000 000 (2006 г., ред. А. Ф. Васькин, Г. В. Роганов), в монографиях и статьях Э. П. Изоха, В. И. Сухова, М. В. Мартынюка, Т. Д. Зоновой, В. А. Кайдалова, Г.Л. Кирилловой, П. В. Маркевича, Е.К. Шевелёва, С. А. Зябрева и др.

Геофизическая изученность. Гравиметрической и аэромагнитной съемками масштаба 1:200 000 охвачена вся территория листа, 90–95 % – аэромагнитной съемкой масштаба 1: 50 000, частично – 1:25 000. Региональные геофизические профили ГСЗ и МОВЗ проведены в северной и южной частях территории. Свыше 80 % площади покрыто АГСМ-съемками масштаба 1:50 000. Значительные объемы наземных геофизических исследований (в основном магниторазведка и электроразведка методом ДП, ЕП, СГ, ВЭЗ и ВП) выполнены при проведении ГСР-50 и детальных поисков на локальных участках в Нижнеамурском и Бута-Коппинском рудных районах.

Сейсмические исследования, являющиеся основой для понимания геологического строения акваторий, были начаты в Охотоморском регионе в 1957 году под руководством П. М. Сычева по программе Международного геофизического года. В результате этих исследований было установлено продолжение нефтегазоносных структур суши на акватории и стало очевидно необходимость оценки нефтегазового потенциала шельфа. В этот же период начались рекогносцировочные аэромагнитные исследования над акваториями Охотоморского региона и региональные работы масштаба 1:200 000-1:500 000 над шельфом Восточного Сахалина (Геологическая карта Дальнего Востока СССР, масштаб 1:500 000, Объяснительная записка, СПб, 1992, 100 с.). Однако, активное геофизическое изучение шельфа началось лишь в середине 70-х годов, после создания Тихоокеанской морской геолого-геофизической экспедиции (сейчас ОАО «Дальморнефтегеофизика»). С 1966 года сейсмические исследования выполнялись по методике непрерывного сейсмоакустического профилирования (МОВ НСП) в комплексе с гравиметрическими и гидромагнитными наблюдениями. В 2000-2001 годах А. Э. Жаровым было проведено обобщение всех геофизических материалов по Татарскому проливу [312,313]. На присахалинском шельфе по материалам геофизических исследований, полученных к началу 90-х годов, и данным бурения были выделены нефтегазоносные комплексы и зоны возможного нефтегазоаккумуляции, возможные типы ловушек, дана оценка перспектив нефтегазоносности акватории [312]. Позднее аналогичные обобщения сделаны по акватории Охотоморского шельфа и шельфа залива Терпения Ю. В. Рыбак-Франко. Последняя работа сопровождалась сейсмоакустическим профилированием по редким профилям с использованием новейшей аппаратуры и современных компьютерных технологий, что позволило получить данные в формате 3D и детализировать строение разреза кайнозоя и особенности разрывных нарушений на участках профилирования [443].

К настоящему моменту площадь Татарского пролива покрыта съемками МОВ ОГТ с плотностью наблюдений 4-6 – 6-8 км, сгущенными на участках детализации и на структурах, подготовленных к бурению, до сети 2-3 км – 3-4 км. Интерпретация этих материалов, представленная в монографии (Жаров А. Э. и др., 2004) позволила получить общие представления о геологическом строении Татарского пролива, установить тип земной коры и определить мощность осадочного чехла. Складчатое обрамление Японского моря характеризуется субконтинентальным типом коры, а в Центральной глубоководной котловине отнесена к субокеаническому типу, мощность осадочного чехла была оценена от 0 на поднятиях до 6 км на присахалинском шельфе.

Геохимическая изученность. Сопутствующими геологические съемки геохимическими исследованиями (в основном литохимическое опробование по потокам и вторичным ореолам рассеяния) масштабов 1:100 000, 1:50 000 и выше охвачено 60 %, масштабов 1:200 000 и 1:500 000 – около 7 % материковой части суши. Остальная ее часть, принадлежащая в основном покровам неогеновых и неоген-четвертичных платобазальтов, не несущих рудную минерализацию, кондиционными материалами геохимических съемок не обеспечена (Рис. 1.7, 1.8) Литохимическое опробование по потокам рассеяния в масштабе 1:1 000 000 (МГХК-1000) проведено в 1986–1991 гг. на всей площади. Все геохимические материалы учтены при создании геохимической основы листа М-54, составленной ВСЕГЕИ в 1999 г.

При подготовке комплекта Госгеолкарты-1000/3 использовались материалы средне- и крупномасштабных геологических съемок, обобщающие геологические работы, в т. ч. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500 000 (1983 г.) и Госгеолкарта-1000 (новая серия) листов М-(53), 54, (55), изданная в 1994 г.

На начало работ имелась Легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденная НРС МПР РФ в 2002 г. и актуализированная в 2009 г. В процессе работ для всей территории листа М-54 были задействованы геофизическая, геохимическая и дистанционная основы масштаба 1:1 000 000.

Картографические материалы ГГК-1000\3 и объяснительную записку по материковой части, островной суше и акватории готовили соответственно ОАО «Дальгеофизика», ОАО «Сахалинская ГРЭ» и ВСЕГЕИ; сбивку всех материалов по листу в единые документы, подготовку единой цифровой модели в системе ARC GIS и общую научную редакцию осуществлял ВСЕГЕИ. Единая цифровая модель создана Н. В. Гаркуновой (ВСЕГЕИ). Цифровую модель по материковой суше выполнила Г. В. Лазарева (Дальгеофизика). База данных собиралась Л. Н. Кирьяновой (Дальгеофизика), Л. Н. Евсеевой (СахГРЭ) и А. А. Беляковой (ВСЕГЕИ). Редактирование раздела «Квартер» в гл.1 и КЧО выполнила О. В. Желебогло (ВСЕГЕИ), в редактировании гл. 8 принял участие Ю. Ю. Юрченко (ВСЕГЕИ).

1. СТРАТИГРАФИЯ

В пределах территории листа М-54 распространены осадочные и вулкано-генные образования перми и всех систем мезозоя и кайнозоя. Они входят в состав Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых систем, активизационных и неотектонических структур Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, а также представлены речными, озерными, склоновыми и морскими образованиями.

Пермь–триас

Образования перми-триаса, триаса и юры представлены только в пределах материковой суши.

Биармийская пермь–поздний триас. Биармийские–позднетриасовые образования установлены в составе Хорско-Тормасинской подзоны Центрально-Сихотэалинской СФЗ Сихотэ-Алинской складчатой системы. Они представлены якчинской и анюйской толщами.

Якчинская толща (Р₂-Т₃jak) начинает разрез вулкано-генно-кремнисто-терригенных отложений Хорско-Тормасинской подзоны. Она обнажена в тектоническом блоке шириной 9–14 км, протягивающимся в северо-восточном направлении на 60 км из верховий р. Манома в бассейн среднего течения р. Джаур, перекрываясь томчинской толщей. Основной объем толщи принадлежит кремнистым породам; им подчинены базальты, туфы основного состава и кремнисто-глинистые породы; редко присутствуют песчаники, конгломераты, гравелиты, известняки.

Строение толщи наблюдалось на правом берегу р. Джаур в 2 км выше устья р. Нижний Полумай, где залегают [26]:* конгломераты, которые состоят из плохо окатанных валунов размером 20–40 см, представленных кварцито-видными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, базальтами и сцементированных кремнисто-глинистой, реже вулкано-генной массой – 25–30 м; базальты палеотипные темно-зеленые, порфириновые, с миндалинами карбоната – 250–270 м; кремнистые породы массивные, различных цветов и оттенков (светло-розовые и коричневые в нижней, светло-серые с голубоватым оттенком в средней, дымчато-серые и черные в верхней частях разреза) – 208 м; кремнисто-глинистые породы плитчатые, серые с голубоватым оттенком –

* Здесь и далее разрезы стратифицированных образований приведены снизу вверх.

100 м; песчаники тонкозернистые (очевидно, алевритовые), серые, окремненные, разбитые сетью мелких трещин, выполненных кварцем и карбонатом – 8–10 м; кремнистые породы массивные, дымчато-серые – 150 м; песчаники тонкозернистые, серые, окремненные – 130–140 м. Мощность толщи в этом разрезе около 900 м.

Подобное строение нижней части разреза толщи сохраняется и ниже по течению р. Джаур, в районе утеса Богуны, но мощность пачки конгломератов возрастает здесь до 100 м, а потоков базальтов – до 500 м. Северо-восточнее, на правом берегу р. Гур в районе скалы Какдяму в верхней части разреза на песчаниках залегают дымчато-серые и серые кремнистые породы с прослоями и многочисленными линзами беловато-серых известняков мощностью 2–8 м и протяженностью от 10 до 100 м, а вышележащие светло-серые кремнистые породы фациально сменяются темно-серыми кремнисто-глинистыми породами. Видимая мощность толщи здесь более 700 м [26].

На юго-западе, в верховьях р. Манома, в верхах толщи залегает мощная (более 220 м) пачка витрокластических туфов основного состава с потоками базальтов и линзами вулканомиктовых гравелистых песчаников и гравелитов [341].

В целом суммарная мощность якчинской толщи превышает 1600 м.

На территории листа М-54 якчинская толща выделена впервые. На предшествующих геологических картах [26, 341, 81] отнесенные к ней образования включались в состав джаурской свиты. От стратотипа последней они отличаются более широким распространением терригенных и вулканогенных пород, что характерно именно для якчинской толщи. Выявленные в кремнистых породах толщи остатки радиолярий лишь плохой сохранности, не позволяют датировать вмещающие их отложения. Биармийский–норийский возраст якчинской толщи обоснован конодонтами и частично радиоляриями, выявленными на территории листа М-53 (на юго-западном продолжении толщи) в кремнистых и кремнисто-глинистых породах бассейна р. Яро .

А н ю ю с к а я т о л щ а [(P₂-T₃)?an] слагает в бассейне р. Анной овальный тектонический блок шириной до 10 км, протягивающийся в северо-восточном направлении на 25 км от приустьевой части р. Гобилли в истоки р. Бол. Эртукули. Небольшая юго-западная его часть (20 км²) распространяется на соседнюю территорию листа М-53.

Толща имеет довольно монотонное строение и представлена в основном слюдяными и кварц-полевошпатовыми сланцами, переслаивающимися через сантиметры, дециметры, реже метры. Породам присущи плитчатые или пloyчатые текстуры, лепидогранобластовые и реликтовые бластопсаммитовые структуры с размером зерен 0,02–1,0 мм. Слюдяные сланцы нередко отчетливо полосчаты за счет тонкого чередования (через 0,3–10 см) полос, содержащих переменные количества биотита (15–75 %), мусковита (5–25 %), кварца (20–40 %) и альбита (0–10 %), что, очевидно, отражает реликтовую слоистость пород. В кварц-полевошпатовых сланцах, кроме альбита, отмечается и более основной (вероятно, реликтовый) плагиоклаз. В виде линзовидных тел различной величины в составе толщи присутствуют микрокварциты, амфиболовые, полевошпат-кварцевые гранат-, ставролит- и кордиеритсодержащие сланцы [375].

На правом берегу р. Бол. Эртукули А. В. Деминым [1960г.] отмечались метапесчаники с тонкими прослоями слюдистых минералов и филлиты (метаморфизованные алевролиты). Последние существенное распространение имеют вдоль юго-восточной периферии блока, где они часто переслаиваются с микрокварцитами и содержат пласты альбит- или хлорит-актинолитовых сланцев с пластовыми телами амфиболитизированных базальтов [341]. Для этих пород свойственна хорошо сохранившаяся реликтовая слоистость, пересекающаяся метаморфической сланцеватостью. Судя по характеру минеральных ассоциаций, породы претерпели зональный зеленосланцевый метаморфизм и последующее ороговикование.

Видимая мощность толщи более 1300 м [375].

Возраст метаморфитов бассейна р. Анной дискусионен. В начале геологических исследований они относились к архею, протерозою [26] или палеозою [165, 67]. На более поздних изданных среднемасштабных геологических картах [375, 58, 89] возраст этих образований был принят как позднепротерозойский или раннепалеозойский. Многочисленные калий-аргоновые датировки метаморфических пород противоречивы (от 73 до 456 млн лет) и, вероятно, не могут быть приняты во внимание, поскольку метаморфические преобразования явно первично осадочных пород не настолько глубоки, чтобы обеспечить надежное определение времени метаморфизма по валовым пробам. Слюдяные сланцы, слагающие основной объем толщи, образовались, скорее всего, по песчанникам, переслаивающимся с алевролитами, которым были подчинены кремнистые породы (микрокварциты). В метаморфизм, таким образом, могли быть вовлечены в основном терригенные породы, наиболее древние из которых (пермские и триасовые) свойственны для Хорско-Тормасинской подзоны. Поэтому метаморфические образования, выделенные в ранге анюйской толщи, включены в состав именно этой подзоны и, соответственно, датированы условно как биармийские–позднетриасовые.

Триас

Средний–поздний триас. Средне–позднетриасовые образования представлены бокторской толщей, выделенной в Горинской подзоне Баджало-Горинской СФЗ.

Бокторская толща ($T_{2-3}bk$) обнажена в узких (1–2 км) и протяженных (15–30 км) тектонических пластинах и олистоплаках преимущественно северо-восточной ориентировки, а также в небольших изометричных (менее 2 км², редко до 5 км²) олистолитах среди юрских отложений в верховьях рек Лимури, Лимурчан и Пильда. Основной объем толщи слагают кремнистые и кремнисто-глинистые породы, локально распространены базальты и туфы основного состава.

Наиболее представительный разрез толщи обнажен в бассейне р. Прав. Пильда, где наблюдались [295]: базальты палеотипные, зеленовато-бурые, рассланцованные с включениями глыб кремнистых и кремнисто-глинистых пород – более 50 м; базальты палеотипные, миндалекаменные – 60 м; базальты брекчированные с включениями обломков кремнистых пород – 50 м; кремнистые породы с линзовидными пропластками алевропелитовых туфов

основного состава – 30 м; кремнистые породы массивные, синевато-серые с пропластками сургучно-красных кремнистых пород – более 120 м; кремнистые породы тонкослоистые – 30 м. Всего по разрезу более 340 м.

На остальных участках обнажены лишь кремнистые породы мощностью до 300 м – синевато-серые массивные в низах толщи, слоистые и с прослоями кремнисто-глинистых пород в средней и верхней ее частях.

Видимая мощность бокторской толщи не превышает 350 м.

В кремнистых породах бокторской толщи на водоразделе рек Лев. Бирандя и Сред. Бирандя Л. П. Эйхвальд определены конодонты *Neogondolella* sp. aff. *N. constricta* (Mosher et Clark), *Paragondolella* sp. aff. *P. bulgarica* (Budurov et Stefanov), *Neogondolella* sp. aff. *N. gorbushini* Buryi и др. анизийского, *Cypridodella* aff. *venusta* (Huckriede) анизийского–карнийского, *Mockina multidentata* (Mosher), *M. bidentata* (Mosher), *Parvigondolella andrusovi* (Kozur et Mock.) и др. норийского веков, а С. В. Зябревым – многочисленные триасовые радиолярии, в том числе *Canoptum* sp., *Entactinosphaera* sp., *Salsa* sp., *Triassospongosphaera* sp., *Capnuchosphaera* sp., *Pentactinocarpus* sp., *Triassocampe* sp., *Archaeocenosphaera* sp. и др. [323]. Аналогичный комплекс радиолярий выявлен С. В. Зябревым и в истоках руч. Студеный (правый приток р. Верх. Пильда).

Полученные палеонтологические данные позволяют датировать бокторскую толщу средним–поздним триасом. Именно такой возраст толщи обоснован представительными комплексами конодонтов и радиолярий в стратотипической местности, в бассейне р. Горин на территории листа М-53. Среднеюрские радиолярии, определенные Н. Ю. Брагиным в кремнистых породах междуречья Бол. Лимурчан – Верх. Делькен, не могут быть приняты во внимание, поскольку содержащие их породы слагают самостоятельное тело, положение которого в разрезе достоверно не определено. В. А. Кайдалов [2007 г.], включив эти кремнистые породы в состав бокторской толщи, отнес последнюю к среднему триасу–средней юре. Скорее всего, кремнистые породы междуречья Бол. Лимурчан – Верх. Делькен принадлежат ульбинской свите [295].

Поздний триас. Позднетриасовые отложения распространены в Хорско-Тормасинской подзоне Центрально-Сихотэалинской СФЗ. В соответствии с ДВСЛ-1000/3 (2009г.) они отнесены к томчинской и тормасинской толщам. Выделены также тормасинские субвулканические образования.

Томчинская толща (Т_{3tm}) согласно залегает на якчинской толще. Она выделена в междуречье Манома–Хосо и в нижнем течении р. Джаур. В ее составе преобладают терригенные породы, в основном алевролиты.

В верховьях р. Манома за нижнюю границу толщи принята подошва пласта разнородных песчаников и туфопесчаников мощностью около 40 м, находящегося в предполагаемом опрокинутом залегании на базальтах якчинской толщи. Основной объем вышележащих отложений мощностью более 250 м здесь принадлежит темно-серым слоистым алевролитам, содержащим неравномерно распределенные маломощные прослои мелкозернистых полимиктовых песчаников и линзы пепловых туфов и туффитов [341].

На правобережье р. Гур выше устья р. Джаур на кремнистых породах якчинской толщи согласно залегают черные алевритистые аргиллиты, фаціаль-

но переходящие в алевролиты, которые выше по разрезу сменяются темно-серыми тонкозернистыми песчаниками с редкими маломощными (от 10 см до 8 м) прослоями алевролитов. Мощность этой пачки 250–270 м. Остальная часть разреза мощностью более 1350 м сложена черными массивными и слоистыми алевролитами, среди которых в низах разреза присутствуют редкие прослои (до 10 м) среднезернистых песчаников, чередующихся с алевритистыми разностями и песчанистыми алевролитами, а в средней части залегает горизонт (170 м) черных аргиллитов [26, 135].

Мощность толщи в районе достигает 1600 м.

На сопредельной к западу территории, в бассейне р. Яро, в породах, слагающих томчинскую толщу, обнаружен тетюхинский (верхний триас) комплекс радиолярий и остатки макрофауны карнийского–норийского ярусов. Учитывая согласное залегание томчинской толщи на норийских слоях якчинской толщи, возраст ее принимается как норийский.

Тормасинский вулканогенно-осадочный комплекс. Представлен вулканогенно-осадочными породами, выделенными в тормасинскую толщу и субвулканическими образованиями. Тормасинская толща (T_3tr) выделена на двух небольших участках – на правом берегу р. Маномы (14 км²) и в долине р. Хосо (10 км²) у западной границы территории листа. Непосредственные взаимоотношения ее с подстилающими отложениями не наблюдались. По данным, полученным на территории листа М-53, она согласно, а местами с размывом залегает на томчинской толще [Васькин, 2009]. Тормасинская толща, так же, как и томчинская, по составу в основном терригенная, но с преобладанием песчаников над алевролитами.

Строение толщи наблюдалось на правом берегу р. Маномы, где в ее составе выделяются две пачки [341]. Нижняя пачка (250 м) на 75 % сложена полимиктовыми серыми и зеленовато-серыми песчаниками, причем в низах разреза мелко- и среднезернистыми их разностями с маломощными (0,1–1,5 м) прослоями темно-серых туфоалевролитов, в верхах – разномзернистыми, в том числе крупнозернистыми песчаниками. В средней части пачки отмечаются чередующиеся слои мощностью 15–20 м кремнистых пород, туфопесчаников и алевролитов. Верхняя пачка (более 185 м) в нижней половине разреза сложена серыми слоистыми алевролитами и туфоалевролитами с единичными пластами мощностью не более 10 м серых массивных кремнистых пород. Верхняя часть разреза представляет собой чередование через 5–25 м слоистых туфоалевролитов, разномзернистых полимиктовых песчаников, палеотипных базальтов и туфов основного состава.

Общая мощность тормасинской толщи в районе не превышает 450 м.

Тормасинские субвулканические образования. *Базальты* (βT_3tr) локализованы среди биармийских–позднетриасовых и позднетриасовых стратифицированных отложений Хорско-Тормасинской подзоны. Они слагают небольшие трещинные интрузии, вытянутые в северо-восточном направлении, пространственно тяготея к покровным фациям того же состава. Наиболее крупное тело, выраженное в масштабе карты, прослеживается на 6 км в верховьях р. Маномы. Его северо-западный контакт падает на северо-запад под углом 55°. Юго-восточный контакт, судя по взаимоотношению с рельефом и по магнитометрическим данным, погружается также под вмеща-

ющие образования. Зернистость слагающих это тело палеотипных базальтов увеличивается от периферии к центру, где они постепенно переходят в мелко- и среднезернистые габбро, а последние, за счет дифференциации магмы, – иногда в пироксениты. Подобное строение характерно и для большинства малых тел (шириной 100–300 м и протяженностью до 4 км), расположенных юго-западнее – в междуречье Манома–Пир. Как правило, в экзоконтактах этих тел наблюдаются туфобрекчии [341].

Возраст тормасинской толщи определен как позднепермский–рубинский на основании многочисленных находок верхнепермских монотисов и рубинских конодонтов на прилегающей с запада территории. Позднетриасовый возраст субвулканических интрузий принят условно. Единственная калий-аргоновая датировка базальтов по валовой пробе в 150 млн лет не может быть принята во внимание, так как породы подвержены интенсивным постмагматическим изменениям – хлоритизированы, актинолитизированы, карбонатизированы, эпидотизированы [Клычко, 1974].

Триас–юра

Ранний триас–средняя юра. Раннетриасовые–среднеюрские образования представлены *джаурским вулканогенно-осадочным комплексом* с выделением джаурской свиты и джаурских субвулканических образований.

Джаурская свита начинает видимый разрез стратифицированных отложений в Анюйской подзоне Центрально-Сихотэалинской СФЗ. Она обнажена в ядрах антиклинальных складок среди светлореченской толщи, прослеживаясь в северо-восточном направлении из верховий р. Анюй в бассейн р. Джаур, а также в небольших тектонических отторженцах, выведенных на дневную поверхность в междуречьях Бюлюней–Дю и Санга–Бута среди журавлевской и ключевской свит Лужкинской подзоны Восточно-Сихотэалинской СФЗ. В составе свиты преобладают кремнистые и кремнисто-глинистые породы. По литологическому составу она расчленена на две подсвиты.

Нижняя подсвита джаурской свиты ($T_{1-3}dž_1$) наиболее обнажена в долинах рек Анюй и Уджаки, Гобилли и Мал. Эртукули, в бассейне р. Дымни и в междуречье Джаур–Гобилли. Подошва подсвиты в районе не известна. Ее видимая часть сложена преимущественно кремнистыми, кремнисто-глинистыми, реже вулканогенными породами. Максимальная фациальная изменчивость разрезов отмечается в бассейнах рек Уджаки, Таунга, Дымни и в междуречье Джаур–Гобилли, вблизи предполагаемых очагов подводного вулканизма.

На удалении от очагов подводного вулканизма разрезы подсвиты отличаются простым строением. Так, в типичном разрезе по р. Анюй, в юго-западной части Анюйской подзоны, подсвита представлена чередованием мощных (20–490 м) пачек серых, зеленовато-серых, темно-серых и сургучно-красных кремнистых пород с пачками переслаивающихся кремнистых (1–12 см) и кремнисто-глинистых (0,2–6 см) пород, содержащих единичные залежи мощностью 2–4 м псаммитовых туфов основного состава. Видимая мощность

подсветы оценивается здесь в 950 м. Выше на кремнистых породах согласно залегают кремнисто-глинистые породы верхней подсветы [453].

С приближением к центрам подводного вулканизма, в бассейне р. Уджаки, в среднем течении рек Дымни и Таунга, в разрезе подсветы все чаще отмечаются пластовые тела мощностью от 4 до 100 м афировых и порфиристых палеотипных базальтов, их ксенолавообрекчий и гиалокластитов, а также разнообразных (агломератовых, псефитовых, псаммитовых) туфов основного состава. Мощность последних в верхней части разреза иногда достигает 250 м. Вблизи наиболее активных центров подводных извержений роль эффузивных и пирокластических пород в строении подсветы особенно велика. Так, на правом берегу р. Уджаки в средней и верхней частях подсветы среди кремнистых пород залегают мощные (до 500 м) пачки базальтов и туфов основного состава. В верхних частях этих пачек отмечаются округлые желваки, маломощные непротяженные линзы и горизонты (мощностью 40–120 м) серых и розовых хемогенных мраморизованных известняков, прослеживающихся на несколько километров [379]. В среднем течении р. Гобилли известняки и пласты вулканогенных пород практически выклиниваются, но появляются пачки алевролитов (до 135 м) с прослоями туфопесчаников. В бассейне р. Дымни отмечены два маломощных пласта кремнисто-глинистых пород, насыщенных углистым веществом [375].

На правом берегу р. Мал. Эртукули, где породы метаморфизованы, в составе подсветы выделяются две пачки. Нижняя пачка (400 м) представлена филлитами с горизонтом светло-серых микрокварцитов (35 м), линзами мраморизованных известняков (0,3 м) и невыдержанными пластами актинолитовых сланцев (10–80 м). В верхней пачке (450 м) светло-серые с желтоватым оттенком микрокварциты (4–8 см) переслаиваются с филлитами (1–2 см). В ней отмечаются линзы мраморизованных известняков длиной 20–50 м и мощностью 1–5 м. В филлитах хорошо выражена сланцеватость, которая, не затушевывает слоистость. Обилие в них вторичного биотита (25–30 % объема породы), развитие узелков хлорита и роговиковоподобных структур указывает на вероятность сочетания дислокационного метаморфизма с контактовым [320, 375].

В кремнистых породах в верховьях р. Гобилли и микрокварцитах на правом берегу р. Мал. Эртукули установлены линзовидные тела (мощностью от 5 см до 1,4 м и протяженностью до 2 км) и пятнистые скопления (до 10 x 30 см) родохрозит-родонитового, реже псиломеланового состава.

Максимальная видимая мощность нижней подсветы джаурской свиты, зафиксированная в бассейне р. Уджаки, составляет 1200 м [379].

Верхняя подсвета джаурской свиты ($J_{1-2}dž_2$) отличается от нижней фациальной устойчивостью и представлена в основном однородными пачками красновато-коричневых и зеленовато-серых кремнисто-глинистых пород. Согласно залегание подсветы установлено в обнажениях по рекам Анной, Уджаки и во многих других местах. Их граница проводится по подошве мощной пачки кремнисто-глинистых пород, залегающих на туфах основного состава или на кремнистых породах нижней подсветы. Контакт между подсветами постепенный.

В составе верхней подсветы пласты кремнистых пород (до 15 м) редки, а базальты и туфы основного состава отмечаются лишь на левобережье р. Аной и в приустьевой части р. Уджаки. В бассейнах рек Уджаки и Сохатиная в средней части подсветы залегают пласты (20–75 м) мелкозернистых полимиктовых песчаников или пачка (180 м) черных рассланцованных алевролитов с маломощными прослоями песчаников, кремнистых и кремнисто-глинистых пород. По руч. Барахта, правому притоку р. Аной, установлена линза родонит-родохрозитовых руд мощностью 0,6–1 м и протяженностью до 1 км.

На левобережье р. Аной, ниже устья р. Сагды-Биасы, подсвета имеет мощность 30 м, на правобережье р. Таунга – 230–250 м, в среднем течении р. Гобилли – от 30 до 130 м, а на водоразделе рек Дымни и Аной достигает 600 м. На юге и востоке Анойской подзоны, а также в бассейне нижнего течения р. Гобилли подсвета практически полностью выклинивается.

Джаурская свита нерасчлененная ($T_1-J_2dž$) выделена там, где отобразить подсветы не позволяют технические возможности масштаба геологической карты (бассейны рек Дымни, Таунга, правобережье верхнего течения р. Гобилли, междуречье Бута–Санга) или расчленить ее невозможно из-за слабой изученности территории (бассейны рек Гур, Джаур).

По данным ГСР-200, проведенных в бассейне р. Гур и нижнего течения р. Джаур [26; 135], свита, выделявшаяся как нерасчлененная, на 80–90 % сложена пачками кремнистых пород, представляющих собой чередование слоев (2–10 см), которые отличаются друг от друга темно-серым, черным, светло-серым, зеленовато-серым или серым с розоватым оттенком цветом. В нижней части разреза отмечается пачка (20 м) песчанистых алевролитов, переслаивающихся со среднезернистыми кварцитовидными песчаниками, выше – пачка (180 м) кремнистых пород, переслаивающихся с известняками. В верхней части разреза залегают пласты (10–20 м) кремнисто-глинистых пород или аргиллитов. В средней части разреза и в его верхах присутствуют маломощные (5–6 м) пластовые залежи палеотипных базальтов.

Мощность свиты, установленная на правобережье р. Гур у устья р. Дюкали, составляет более 1000 м [135].

Джаурские субвулканические образования. *Базальты* ($\beta T_1-J_2dž$), слагающие наиболее крупные тела, обнажены в междуречье Бол. Эртукули – Мал. Эртукули и в бассейне верхнего течения р. Гобилли.

В междуречье Бол. Эртукули – Мал. Эртукули пластовое тело базальтов полого падает на юго-восток в сторону вмещающих кремнистых пород джаурской свиты и граничит с анойской толщей по Анойскому разлому. Как и породы анойской толщи, субвулканические базальты подвержены метаморфизму и, по существу, представляют собой метабазальты. Это зеленовато-серые, массивные, либо сланцеватые породы, сложенные тонкокристаллическим нематобластовым агрегатом актинолита (80–90 %), а также плагиоклазом (0–15 %), эпидотом, сфеном, титаномагнетитом, иногда биотитом и тальком. Их первично интрузивная природа угадывается лишь по реликтам диабазовой структуры [111].

Малые субвулканические тела базальтов, не выраженные в масштабе карты локализованы, как правило, вблизи центров подводного вулканизма в бас-

сейнах рек Уджаки, Таунга, Дымни и в междуречье Джаур–Гобилли. Они представляют собой штоки диаметром 0,2–1 км или крутопадающие трещинные интрузивы мощностью до 0,4 км и длиной до 2 км, а также менее мощные тела (0,1–5 м), залегающие в виде многоэтажных силловых залежей, насыщающих джаурскую свиту. В экзоконтактовой зоне шириной 0,2–5 м отмечается слабое ороговикование, карбонатизация, пиритизация и хлоритизация вмещающих пород, а в эндоконтакте – тонкозернистые или стекловатые каймы закалки мощностью 2–15 см. Базальты состоят из андезит-лабрадора (46–65 %), титанистого авгита (35–45 %), буровой роговой обманки (0–10 %), кварца (0–12 %) и характеризуются непрерывным рядом структур – долеритовой, порфировой, габродолеритовой. Вторичные изменения выражаются в деанортитизации плагиоклаза, хлоритизации цветных минералов, стекла и лейкоксенизации титаномагнетита. В зависимости от содержания щелочей различаются калинатровые разновидности, близкие к эссексит-базальтам, и существенно натровые (альбитизированные ?) базальты [111].

Возраст джаурской свиты определяется как раннетриасово–среднеюрский по находкам фораминифер радиолярий и конодонтов. Так, фораминиферы познетриасового облика (*Paudoglandulina* sp., *Cristellaria* sp.) обнаружены А. И. Савченко [165] в цементе туфобрекчий, залегающих в разрезе нижней подсвиты стратиграфически ниже маркирующего горизонта известняков на левобережье р. Анюй против устья р. Уджаки. Познетриасовые радиолярии (тетюхинский комплекс), определенные А. И. Жамойдой как *Cenosphaera asturana* Rust., *C. pachilerna* Rust., *C. cf. disseminata* Rust., *C. clathrata* Par., *Cenellipsis praelonga* Hinde, *Tricolocapsa cf. elongata* Pant., *Lithocapsa cf. ananassa* Rust., *Stichocapsa cf. ovata* Hinde, *Cenellipsis compressa* Hinde и др., выявлены в многих выходах кремнистых и кремнисто-глинистых пород нижней подсвиты [26, 375]. Разнообразный комплекс радиолярий (*Cenosphaera* cf. *sphaerozoica* Zham. и многие другие), среди которых, по заключению А. И. Жамойды, отмечаются формы, сходные с характерными видами киселевского (ранняя юра) комплекса, содержится в кремнисто-глинистых породах и верхней подсвиты.

В бассейне среднего течения р. Анюй из кремнистых и кремнисто-глинистых пород нижней подсвиты выделены многочисленные остатки средне- и познетриасовые конодонтов, а из аналогичных пород верхней подсвиты – ранне- и среднеюрских радиолярий [24,25].

В кремнистых породах и известняках джаурской свиты (нижней подсвиты) на прилегающей с запада территории листа М-53, в бассейне р. Кабули, Л. П. Эйхвальд и Т. В. Клец определены конодонты среднего триаса, позднего ладина или раннего карния, нория и рэта. Совместно с конодонтами здесь же отмечаются радиолярии, по заключению С. В. Зябрева, средне–познетриасового возраста. Южнее, в бассейнах рек Чукуен [291] и Катэн [422] в кремнистых и кремнисто-глинистых породах подсвиты, кроме многочисленных средне-, и познетриасовых, обнаружены также единичные раннетриасовые (оленекские) конодонты.

В кремнисто-глинистых породах верхней подсвиты, выделявшейся в бассейне р. Кабули в качестве сангинской свиты, Л. Б. Тихомировой и С. В. Зябровым определены радиолярии среднеюрского возраста.

Судя по приведенным определениям органических остатков, формирование вулканогенно-кремнистых образований джаурской свиты происходило с раннего триаса до средней юры включительно.

Юра

Ранняя–средняя юра. Ранне–среднеюрские образования представлены верхней подсвитой джаурской свиты, рассмотренной выше, и хасамийской толщей.

Хасамийская толща (J_{1-2hs}) выделена в двух тектонических блоках в составе Хорско-Тормасинской подзоны Центрально-Сихотэалинской СФЗ. Один из блоков шириной 5–7 км протягивается в северо-восточном направлении на 35 км в бассейне р. Пирока и на левобережье нижнего течения р. Джаур, другой – обнажен на площади около 25 км² на правобережье р. Гур ниже устья р. Джаур. Толща представлена в основном алевролитами и аргиллитами.

Низы толщи в районе не обнажены. Видимый разрез предполагаемой мощностью более 500 м имеет однообразное строение. Нижняя его часть сложена черными преимущественно слоистыми алевролитами, верхняя – массивными алевролитами и аргиллитами. В средней части разреза присутствуют темно-серые мелкозернистые песчаники, через 2–20 см чередующиеся с алевролитами. Породы в разной степени рассланцованы, в зонах разрывов северо-восточного направления филлитизированы [26].

На правобережье р. Гур (верховья руч. Давра) в алевролитах, отнесенных к хасамийской толще, обнаружен обломок полуоборота аммонита, определенный Г. Я. Крымгольцем как представитель рода *Lillia* Bayle et Naug., известного в тоаре и раннем аалене [135]. Е. Д. Калачева, переопределявшая аммониты, считает, что плохая сохранность не позволяет установить родовую принадлежность этого аммонита, но допускает принадлежность его к семейству *Hammatoceratidae*, диапазон распространения которого поздний тоар – средний байос [251]. В "Атласе мезозойской морской фауны Дальнего Востока России" (2004г.) этот аммонит предположительно отнесен к семейству *Crioceratinae*(?), известному в раннем мелу. Но это предположение не может быть принято во внимание, поскольку алевролиты толщи на левобережье р. Джаур с размывом перекрыты берриасс–валанжинскими гравелитами и песчаниками. На прилегающей с запада территории, на левобережье р. Яро, в алевролитах толщи, занимающей такое же, как и в бассейне р. Джаур, стратиграфическое и тектоническое положение, обнаружен отпечаток *Mytilocerasmus* cf. *subporrectus* (I. Кон.), распространенных среди отложений тоара–байоса Южного Приморья. На основании приведенных данных возраст отложений, отнесенных к хасамийской толще, принят ранне–среднеюрским.

Средняя юра. Ульбинская свита (J_{2ul}) выделена в Горинской подзоне Баджало-Горинской СФЗ, в составе которой в бассейнах верхних течений рек Лимури, Лимурчан, Бичи, Боктор и Пильда обнажена лишь ее верхняя часть. В стратотипической местности на территории листа М-53 она согласно залегает на хурбинской свите. Свита сложена в основном алевролитами, аргиллитами и песчаниками.

Наиболее полный и характерный разрез свиты закартирован на правобережье р. Пильда, где залегают [295]: алевролиты и аргиллиты с прослоями (до 1–3 м) кремнисто-глинистых пород – 180 м; алевролиты массивные – 260 м; песчаники мелкозернистые с частыми прослоями (0,5–1,5 м) алевролитов – 40 м; алевролиты тонкослоистые и ритмичнослоистые с мощностью ритмов 10–25 см и градациями от крупноалевритовых разностей до аргиллитов – 50 м; песчаники мелкозернистые, через 5–8 м переслаивающиеся с алевролитами – 60 м; алевролиты и аргиллиты с прослоями (до 2 м) кремнисто-глинистых пород и базальтов – более 200 м. Всего по разрезу более 790 м.

На других участках характер разреза свиты существенно не меняется. Везде преобладают алевролиты и аргиллиты, нередко тонкослоистые, иногда с маломощными прослоями базальтов, туфов основного состава, кремнисто-глинистых и кремнистых пород. В резко подчинённом объёме отмечаются мелкозернистые песчаники, обычно тонкослоистые. В верховьях рек Кантагар и Бол. Лимурчан встречаются маломощные (первые метры) прослои туфопесчаников [323].

Видимая мощность свиты в районе не превышает 800 м.

В кремнисто-глинистых породах из разреза ульбинской свиты в бассейне р. Делькен обнаружены остатки радиолярий, среди которых Н. Ю. Брагиным определены *Protunuma uchiensis* Gao, *Hsuum* ex gr. *maxwelli* Pessagno, характеризующие, по его мнению, возраст вмещающих отложений в диапазоне батского–оксфордского ярусов. Кроме того, в делювиальных глыбах кремнистых пород, находящихся в поле распространения свиты в междуречье Бол. Лимурчан – Верх. Делькен, выявлены радиолярии *Stichocapsa* cf. *robusta* Matsuoка, *Tricolocapsa* ex gr. *plicarum* Gao, характерные, по мнению Н. Ю. Брагина, для средней юры [295]. На прилегающей с запада территории листа М-53, в бассейнах рек Маглой и Горин в алевролитах и кремнистых породах из разреза свиты известны байос–батские, а в районе пос. Известковый – батоксфордские радиолярии. В совокупности эти находки и положение ульбинской свиты в согласном разрезе между среднеюрской хурбинской и позднеюрской силянской свитами и определяют ее возраст как верхи средней юры.

Ранняя–поздняя юра. Киселевская свита (J_{1-3ks}) выделена в Чаытынской подзоне Западно-Сихотэалинской СФЗ. Она вместе с вышележащей адаминской свитой залегают в узком (7–9 км) тектоническом блоке, протягивающимся в северо-восточном направлении по левобережью р. Амур от устья р. Бильярд до низовий р. Пильда более чем на 90 км. Свита сложена в основном кремнистыми породами, обособленными в рельефе в виде четко выраженной гряды останцовых гор. Подстилающие ее отложения не известны.

На левом берегу р. Амур в районе залива Известковый (в стратотипической местности) в видимом разрезе свиты обнажены [323]: кремнистые породы сургучно-красные, тонкослоистые (с субпараллельной ламинарной слоистостью), содержащие остатки радиолярий *Archecampe* sp., *Archecyrtum* sp. – более 20 м; кремнистые породы сургучно-красные, линзовато-слоистые, содержащие остатки радиолярий *Katroma* aff. *bicornis* De Wever, *Tripocyclia* sp., *Hsuum* sp. и др., с включениями крупных (до 1,5–2 м) глыб синевато-серых и ярко-красных кремнистых пород – 116 м; кремнистые породы сургучно-

красные с многочисленными линзами синевато-серых, почти белых разностей мощностью от 10 см до 4 м и с остатками радиолярий *Napora* cf. *maritina*, *Bagotum* aff. *modestum*, *Hsuum rosebudense* и др. – 98 м; туфы основного состава мелкообломочные, интенсивно хлоритизированные, с частыми тонкими прожилками кальцита и хлорита – 4 м; кремнистые породы сургучно-красные, неяснослоистые, с редкими маломощными (до 40 см) линзами синевато-серых кремнистых пород и с остатками радиолярий *Stichocapsa japonica* Yao, *Ristola decora* Pess., *Archaeodictyomitra* aff. *apiara* (Rust.) и др. – более 34 м. Всего по разрезу более 270 м. Восточнее, на противоположном берегу залива близ с. Киселёвка, прослеживаются слои синевато-серых, в зоне выветривания сургучно-красных кремнистых пород, тонкослоистых, но без инородных включений. Поскольку эти слои, мощность которых более 130 м, скорее всего, подстилают выше приведенный разрез, общая мощность киселевской свиты может составить в районе залива Известковый не менее 400 м.

По данным ГСР-200 [1], в окрестностях с. Киселёвка в основании видимого разреза свита залегают два линзовидных прослоя светло-серых мраморизованных известняков с остатками пелиципод, один из которых имеет мощность около 25 м (при эксплуатации месторождения известняков слои с фауной были уничтожены). На известняках залегают зеленовато-серые и кирпично-красные палеотипные базальты мощностью не более 10 м. Последние выше по разрезу сменяются пачкой (около 20 м) кирпично-красных кремнистых и кремнисто-глинистых пород, переслаивающихся с зеленовато-серыми алевролитами и аргиллитами. Выше этой пачки залегают палеотипные базальты, нередко обладающие шаровой отдельностью и содержащие прослои разноцветных кремнистых пород. Они (базальты), возможно, принадлежат адаминской свите.

В разрезе свиты, изученном в процессе ГСР-50 юго-западнее, на прижиме р. Амур в районе оз. Хаванда, залегают [392]: кремнистые породы сургучно-красные, массивные – 40 м; базальты зеленовато-серые, палеотипные – 20 м; кремнисто-глинистые породы темно-серые – 70 м; базальты зеленовато-серые, палеотипные – 20 м; кремнистые породы сургучно-красные массивные – 60 м; базальты зеленовато-серые, палеотипные – 15 м; кремнистые породы сургучно-красные и зеленовато-серые, плитчатые – 80 м; базальты зеленовато-серые, палеотипные – 15 м; кремнистые породы, кирпично-красные, массивные – 10 м. Всего по разрезу 330 м.

К северо-востоку от стратотипической местности свита на 90 % сложена сургучно-красными, реже светло-серыми или зеленовато-серыми массивными и полосчатыми кремнистыми породами, в которых отмечаются линзы зеленовато-серых алевролитов и палеотипных базальтов. В междуречье Лимури–Дали в верхней части разреза залегают пласт (45 м) темно-зеленых порфировых палеотипных базальтов и линзы мраморизованных известняков [296].

Общая мощность свиты оценивается в 350–450 м.

Первоначально возраст киселевской свиты базировался на остатках пелиципод, собранных Н. П. Саврасовым и М. Ф. Шестопаловым в известняках близ с. Киселевка в 1936 г. Среди них Л. Д. Кипарисовой были определены *Pecten (Chlamys) textorius* Schloth., *Scurria* cf. *dunkeri* Orb., *Rhacophyllites*

amurensis Kipar., *Lima parapunctata* Kipar., *L. subcompressa* Kipar., *Cardinia hennocguyi* Terg., *C. collenoti* Mart., *C. subacuminata* Tschern. и др., которые, по ее мнению, свидетельствуют о геттанг–синемюрском возрасте вмещающих пород [198]. И. И. Сей, переопределившая эту фауну, считает её плинсбахской [8].

Находки многочисленных остатков радиолярий (основные виды их перечислены при описании разрезов), по заключению разных палеонтологов (А. И. Жамойда, Л. Б. Тихомирова, Т. В. Прокопенко, С. В. Зябрев), свидетельствуют о возрасте вмещающих их отложений от геттанга–плинсбаха до келловей–оксфорда [323]. Кроме того, в кремнистых породах из междуречья Лимури–Дали распространены радиолярии, определенные Н. Ю. Брагиным как *Unuma typicus* Jao, *Tricolocapsa plicarum* Jao, *Stishocapsa robusta* Matsuоса, *Hsuum* aff. *maxurlli* Pessagno и др., принадлежащие байос–батскому и батскому ярусам, а также как *Mievium* cf. *helenae* Shaaf, *Pantanellium* ex gr. *ricdeli* Pessagno, *Archaeodictyomitra* aff. (Tan) и др., известные в возрастном диапазоне от титона до валанжина [296].

В совокупности остатки пелиципод и радиолярий вполне определенно свидетельствуют о юрском (от геттанга до титона) возрасте киселевской свиты.

Средняя–поздняя юра. Лимурчанская толща (J₂₋₃lm) выделена в основании разреза Нижнеамурской подзоны Западно-Сихотэалинской СФЗ. Она обнажена в ядрах узких антиклинальных складок северо-восточного простирания на нескольких разобленных участках междуречья Лимурчан–Утан–Пильда и верхнего течения р. Писуй, где представлена алевролитами и аргиллитами с прослоями и линзами песчаников, вулканитов основного состава и кремнисто-глинистых, иногда кремнистых пород. К лимурчанской толще условно отнесены также вулканогенно-кремнистые образования в междуречье Хальзан–Шелехова, слагающие узкую тектоническую пластину в зоне Центрального Сихотэ-Алинского разлома.

В типовом разрезе толщи на водоразделе рек Прав. Пильда и Ямтулмакит залегают [323]: ритмично чередующиеся (через 5–10 см) крупно- и мелкоалевритовые алевролиты – 110 м; аргиллиты массивные, однородные, с редкими линзами (до 3–5 м) туфов основного состава – 70 м; алевролиты с грубой (5–7 м) ритмичной слоистостью, крупно- и мелкоалевритовые, с редкими тонкими прослоями мелкозернистых песчаников – 140 м; песчаники мелкозернистые, массивные – 40 м; алевролиты мелкоалевритовые, массивные, редко с прослоями аргиллитов – 120 м; алевролиты крупно- и мелкоалевритовые, с редкими прослоями (до 40 см) мелкозернистых песчаников – 160 м; алевролиты и аргиллиты массивные, со скорлуповатой отдельностью – 80 м. Всего по разрезу более 720 м. Выше согласно залегают переслаивающиеся песчаники и конгломераты, принадлежащие горинской свите.

В междуречье Лимурчан–Утан в подобном алевро-аргиллитовом разрезе толщи отмечаются линзовидные тела палеотипных базальтов мощностью до 5–10 м, а на левобережье нижнего течения р. Лимурчан – маломощные (первые метры) слои кремнисто-глинистых пород [323].

В верховьях р. Писуй толща сложена алевролитами с редкими маломощными прослоями аргиллитов, мелкозернистых песчаников и единичными

линзочками (0,5–1,5 см) мергелистых известняков и кремнисто-глинистых пород. В средней части разреза залегает пласт слоистых мелкозернистых песчаников мощностью около 70 м. Мощность толщи здесь достигает 1200–1340 м и является максимальной в районе [289].

Фрагмент толщи в междуречье Хальзан–Шелехова представлен в основном переслаивающимися песчаниками (в том числе, очевидно, туфогенными), алевролитами, иногда аргиллитами, в верхней части разреза которых залегают единичные слои туфов основного состава (1–2 м) и шоколадных кремнистых пород (10–15 м), содержащих неопределимые остатки радиолярий и фораминифер [249].

В кремнисто-глинистых породах из приустьевой части р. Лимурчан выявлены остатки радиолярий *Tricolocapsa plicarum* Yao, *Tr. conexa* Matsuoka, *Cyrtocapsa* sp., *Paronaella* sp., указывающих, по заключению Н. Ю. Брагина, на средне–позднеюрский (байос–киммеридж) возраст вмещающих отложений [295]. Позднее, при производстве ГДП-200 [323], в образцах, отобранных из тех же тел кремнисто-глинистых пород, С. В. Зябровым определен богатый комплекс радиолярий с преобладанием *Hsuuum matsuokai* Isozaki et Matsuda, *Parahsuuum officerense* Pessagno et Whalen, *Stichocapsa japonica* Yao и др., характерных для байосского яруса. В кремнисто-глинистых породах из аллювия руч. Лука, правого притока верхнего течения р. Писуй, оазмывающего отложения толщи, обнаружены немногочисленные остатки радиолярий *Dictyomitra apiarium* (Rust), *D. minoensis* (Mizutani), *D. sp.*, *Eucyrtidiellum pyramis* (Aita), *T. cf. mashitaensis* Mizutani, *T. spp.*, *Williriedellum carpaticum* Dumitrica, *W. sp.*, *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, по мнению Э. А. Доруховской, позднеюрского возраста [289]. На прилегающей с севера территории, в междуречье Пильда–Бичи, в кремнисто-глинистых породах алевролитовой толщи, занимающей то же стратиграфическое положение, что и лимурчанская толща, выявлены остатки радиолярий, по которым Л. Б. Тихомирова определила келловей–титонский возраст вмещающих отложений [382]. В совокупности выявленные остатки радиолярий позволяют датировать лимурчанскую толщу байосским–титонским веками.

Поздняя юра. Позднеюрские стратифицированные образования распространены в Баджало-Горинской (Горинская подзона) и Центрально-Сихотэалинской (Ануйская подзона) СФЗ Сихотэ-Алинской складчатой системы.

Силинская свита (J_{3s}) согласно залегает на среднеюрской улыбинской свите, с которой имеет общие районы распространения в Горинской подзоне. Ее состав преимущественно песчаниковый при подчиненной роли алевролитов и псефитовых пород.

По материалам ГСР-50 [295] в составе свиты выделяется четыре пачки.

Для первой пачки мощностью около 300 м характерно переслаивание (через 2–30 м) мелкозернистых полимиктовых песчаников и слоистых, реже массивных алевролитов при преобладании последних. В ее основании, как правило, залегает пласт (до 40 м) средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников часто с включениями дресвы алевролитов, линзами седиментационных брекчий и гравелитов. Иногда (бассейн р. Лев. Пильда) в низах пачки отмечается слой (до 6 м) валунных и разногалечных конгломератов с линзами

песчаников и алевролитов. Валуны и крупная галька конгломератов обычно хорошо окатаны и сложены исключительно песчаниками, нередко ороговикованными. В составе средней гальки, кроме песчаников, распространены алевролиты, а состав мелкой гальки и гравия дополняется кремнистыми породами, вулканитами среднего и основного состава, кварцевыми метасоматитами и кварцем.

Вторая пачка представляет собой чередование мощных (30–150 м) слоев разнозернистых полимиктовых песчаников, содержащих прослой (0,5–10 м) алевролитов, и преимущественно слоистых алевролитов при резком преобладании песчаников. В последних распространены линзы конгломератов и гравелитов, которые в бассейне р. Лев. Пильда в нижней части разреза через 1–5 м переслаиваются с песчаниками. Мощность второй пачки достигает 450 м.

Третья пачка мощностью 330–410 м сложена преимущественно тонкослоистыми мелкоалевритовыми алевролитами с прослоями (2–30 см, иногда до 1 м) мелкозернистых и редкими пластами (20–70 м) разнозернистых песчаников, содержащих линзы гравелитов. В верхней части разреза отмечаются пласты (20–30 м) песчаных и крупноалевритовых алевролитов, для которых характерны включения плохо окатанных галек и гравия песчаников, алевролитов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород, вулканитов среднего и основного состава, а также линзы гравелитов.

Четвертая пачка мощностью 380–390 м отличается от нижележащих более однородным составом. Она сложена преимущественно разнозернистыми полимиктовыми песчаниками с редкими маломощными (до 1 м) прослоями и единичными пластами (10–20 м) алевролитов. Иногда отмечаются прослой песчаников с включениями мелких (1–3 мм) остроугольных обломков алевролитов.

Общая мощность свиты оценивается в 1400–1550 м.

Возраст силинской свиты фаунистически обоснован на прилегающей с запада территории листа М-53 как позднеюрский [48].

Падалинская свита (*J₃pd*) согласно залегает на позднеюрской силинской свите в верховьях р. Лимури, куда она протягивается с территории листа М-53 и где большая ее часть перекрыта поздне меловыми вулканитами малоомельдинской толщи (и также на водоразделе рек Лев. Пильда и Прав. Пильда, где слагает ядро синклинальной складки на площади менее 4 км², в масштабе карты не выражается). Для нее, как и для силинской свиты, характерно переслаивание терригенных пород, но при существенном преобладании алевролитов над песчаниками, отличающихся более тонкозернистым гранулометрическим составом.

Типичный для свиты характер строения разреза наблюдался на левобережье р. Прав. Пильда, где на песчаниках силинской свиты залегают следующие слои [295]: алевролиты тонко- и микрослоистые – более 70 м; песчаники мелко-среднезернистые с единичными прослоями (до 30 см) алевролитов – более 100 м; алевролиты тонкослоистые – 20 м; песчаники мелкозернистые – 50 м; переслаивающиеся через 1–3 см алевролиты тонко- и микрослоистых с песчаниками мелкозернистыми – 140 м; песчаники мелкозернистые – 50 м; алевролиты тонкослоистые – 20 м. Всего по разрезу более 450 м.

Возраст падалинской свиты обоснован остатками волжских аммонитов и двустворок, а также позднеюрских радиолярий в ее отложениях на прилегающей с запада территории листа М-53 [Васькин, 2009].

Светлореченская толща (J_3sr) широко распространена в бассейнах рек Анюй, Джаур, среднего течения р. Гур и в верховьях р. Хуту в пределах Анюйской подзоны. Для нее свойственно преобладание алевролитов, то массивных или тонкослоистых, обычно песчанистых, то близких к алевритистым аргиллитам. Контакт толщи с джаурской свитой проводится по подошве горизонта алевролитов, залегающих на кремнистых или кремнисто-глинистых породах [320, 379, 453, 455, 341]. Обычно он резкий, реже постепенный через пачку переслаивающихся алевролитов и кремнисто-глинистых пород, без заметного в коренных выходах углового несогласия. Признаки несогласия устанавливаются лишь по налеганию подошвы толщи на разные подсквиты джаурской свиты (бассейны рек Гобилли, Сагды-Биасы) или по присутствию гальки кремнистых пород (правобережье р. Яко) и микрокварцитов (бассейн р. Мал. Эртукули) в грубообломочных горизонтах.

Послойные разрезы светлореченской толщи коррелируются плохо. Так, в южной части Анюйской подзоны, в бассейне р. Гобилли, на джаурской свите залегают [320]: алевролиты с выклинивающимся пластом (20–40 м) песчаников в основании и линзами кремнистых пород – 150–325 м; песчаники мелкозернистые полимиктовые с редкими пластами алевролитов (50–70 м), линзами кремнистых и кремнисто-глинистых пород (20–80 м) – 400–460 м; алевролиты (до алевритовых аргиллитов) с пластами туфогенных песчаников и линзами гравелитов (2–20 м), гравий в которых представлен микрокварцитами, филлитами, большим количеством зерен кварца и плагиоклаза – 597–970 м. В разных частях разреза здесь отмечаются единичные пластовые тела палеотипных базальтов и туфов основного состава. Общая мощность толщи в бассейне р. Гобилли колеблется в пределах 1300–1500 м.

Южнее, в среднем течении р. Анюй, толща имеет примерно такую же мощность, но пласты песчаников здесь редки, а в ассоциации с основными вулканитами отмечаются линзы кремнистых пород и известняков. Характерно появление в верхах разреза маломощных пачек ритмично переслаивающихся мелкозернистых песчаников и алевролитов с мощностью слоев 1–3 см, реже до 30 см. В бассейне р. Дымни мощность толщи возрастает до 2200 м, и регрессивный характер ее строения проявлен особенно четко. В верхах разреза появляются пласты гравелитов с обломками кремнистых пород и мощные пачки ритмично переслаивающихся мелкозернистых (редко до грубозернистых) песчаников и алевролитов. Иное строение толщи наблюдается на крайнем юго-западе подзоны, в верхнем течении р. Анюй, где при преобладании алевролитов песчаники встречаются преимущественно в нижней части разреза [453].

В северо-восточной части Анюйской подзоны, в междуречье верхних течений рек Манома, Джаур, Хуту, в разрезе толщи выделяется три части [341, 371].

Нижняя из них мощностью 600–650 м сложена алевролитами: в нижней половине и в верхах разреза с пластами (50–85 м, иногда до 150 м) разномиктовых полимиктовых песчаников; в средней части (иногда в основании раз-

реза) с редкими невыдержанными слоями (15–20 м) кремнистых пород, через 1–10 см переслаивающихся с кремнисто-глинистыми породами, и с пластовыми телами (протяженностью около 2 км и мощностью до 30 м) палеотипных базальтов и ассоциирующих с ними туфов основного состава; в верхней половине разреза с пачками тонкого (через 1–30 см) и грубого (через 2–10 м) переслаивания алевролитов и мелкозернистых песчаников. В составе наиболее мощных пластов песчаников в междуречье Джаур–Хуту, как в нижней, так и в верхней частях разреза, отмечаются линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а в маломощных прослоях – обугленный растительный детрит.

Средняя часть толщи мощностью 150–250 м в междуречье Манома–Джаур сложена в основном голубовато- и зеленовато-серыми кремнисто-глинистыми породами, которые с средней части разреза тонко (через 1–5 см) переслаиваются с серыми и светло-серыми кремнистыми породами и содержат маломощные (до 10 см) линзы светло-серых известняков. Преимущественно в верхах разреза отмечаются линзы базальтов и алевролитов. Восточнее, на водоразделе Джаур–Хуту, мощность вулканогенно-кремнистых образований, слагающих среднюю часть толщи, уменьшается до 70 м, а в бассейне р. Хуту они практически выклиниваются.

Верхняя часть толщи мощностью 250–300 м сложена массивными и слоистыми алевролитами с единичными пластами (25–40 м) и прослоями (до 5 м) мелкозернистых полимиктовых песчаников, пачками тонкого (флишоидного) переслаивания алевролитов и песчаников и линзами кремнисто-глинистых пород. В средней части разреза отмечается также горизонт (40 м) зеленовато-серых кремнисто-глинистых пород, а в верхней – пластовые тела базальтов мощностью 10–20 м и протяженностью до 1 км.

Суммарная мощность толщи в междуречье Манома–Джаур–Хуту оценивается в 1000–1200 м.

Севернее, в бассейне среднего течения р. Гур и нижнего течения р. Джаур, в разрезе толщи практически отсутствуют вулканы и кремнистые отложения. В целом для толщи характерны пачки переслаивающихся пород (1–6 м, реже – 20–60 см) – песчаных, мелкоалевритистых алевролитов и реже аргиллитов в средней части разреза, алевролитов, алевритистых и мелкозернистых песчаников в нижней и верхней его частях, в которых отмечаются и более мощные слои (до 20 м) и единичные пласты (до 100 м) мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников. Мощность светлореченской толщи здесь достигает 2000–2100 м [26, 135].

Возраст толщи определяется по находкам в алевролитах и песчаниках из разных частей ее разреза остатков *Buchia fischeriana* (d'Orb.), *B. lahusei* Pavl., указывающих, по заключению Л. Д. Третьяковой, на титонский возраст вмещающих отложений. Эти же виды, а также *Buchia terebratuloides* Lah., *B. cf. russiensis* Pavl., *B. pivanensis* Tret. et Kap. определены в туфах основного состава из разреза толщи на прилегающей с запада территории листа М-53, в верхнем течении р. Хор. Отнесению перечисленной фауны к титону не противоречат и выводы И. И. Сей с соавторами [8]. Кроме того, в кремнисто-глинистых породах из средней части разреза толщи в междуречье Манома–Гаодага среди многочисленных остатков радиолярий Л. Б. Тихомировой

определены *Conosphaera favosa* Zham., *Dictyocephalus ochoticus* Zham., *Dictyomitra bulbocephala* Zham., *Stichocapsa ovatoidea* Zham., *Litocampe capitoidea* Zham. и др. позднеюрского возраста [341].

В отложениях толщи известны также остатки *Buchia tenuicollis* Pavl., *B. cf. mosquensis* (Buch.) Pavl., *B. volgensis* Pavl., *Parodontoceras* sp. и др., распространенные как в титоне, так и в берриассе [515], и многочисленные радиолярии, диапазон распространения которых тоже титон–берриасс [341], что не противоречит позднеюрскому возрасту светлореченской толщи.

Юра–мел

Образования юры-мела представлены на материковой и островной суше.

Поздняя юра–ранний мел. Позднеюрские–раннемеловые образования представлены адаминской свитой, выделенной в Чаятынской подзоне Западно-Сихотэалинской СФЗ.

Адаминская свита (J_3 - K_{1ad}) согласно, но с признаками размыва залегает на киселевской свите на лево- и частично правобережье р. Амур, а также в виде узкой (1–3 км) прерывистой полосы северо-восточного направления прослеживается из междуречья Писуй–Бол. Эльге по склонам долин рек Бол. Эльге, Лимури и Лев. Жорма в междуречье Пильда–Дидбиран, слагающая ядра антиклинальных складок в поле распространения жорминской толщи. Она сложена в основном алевролитами, аргиллитами, вулканитами основного состава, которым подчинены кремнистые и кремнисто-глинистые породы.

На левобережье р. Амур выше залива Известковый на слоях сургучно-красных кремнистых пород киселевской свиты со следами размыва залегают [323]: гравелиты с включениями мелких слабо окатанных галек кремнистых пород – 2–3 м; песчаники плохо сортированные, кремнекластические – 12 м; туфоалевролиты кремнекластические с линзовидными прослоями песчаников и остатками радиолярий киселевского комплекса (определения А. И. Жамойда) и оксфорд–киммериджских *Acaeniotyle umbilicata*, *Archaeodictyomitra apiara*, *Spongocapsula palmera* и др. (определения Л. Б. Тихомировой) – 55 м; туфы основного состава мелкообломочные, витрокластические, с включениями крупных глыб базальтов, известковистых песчаников (с остатками хламисов и кардиний) и олистолитов (до 12 x 70 м) известняков, в которых Е. К. Шевелёвым обнаружены обломки предположительно раннеюрских кораллов *Anabacia* sp., *Montlivaltia* sp. – 60 м; базальты миндалекаменные – 30 м; туфы основного состава тонко- и крупнообломочным с включениями (десятки метров в поперечнике) глыб базальтов, сургучно-красных и зеленовато-серых кремнистых пород с остатками радиолярий *Alieviem helenae*, *Archaeodictyomitra apiara*, *Mirifusus mediodilatatus* и др. (по заключению С. В. Зябрева, валанжинского возраста), реже известняков – около 100 м; кремнистые породы сургучно-красные, брекчированные, с остатками радиолярий *Acaeniotyle umbilicata*, *Cyrtocapsa grutterinki*, *Xitus spicularius* и др. (по заключению С. В. Зябрева, готерив–барремского возраста) – 40 м; туфы основного состава крупнообломочным, с включениями глыб базальтов и кремнистых пород – 100 м; туфы основного состава брекчированные, с линзами кремнистых по-

род, содержащих остатки радиолярий *Holocryptocanium barbui*, *Stichomitra communis*, *Xitusspicularis* и др. (по заключению С. В. Зябрева, аптского возраста – более 80 м. Всего по разрезу более 440 м.

Южнее, на правобережье р. Амур вверх по течению от оз. Хаванда, в разрезе свиты видимой мощностью более 260 м туфы основного состава практически отсутствуют, но вместо них залегают массивные зеленовато-серые палеотипные базальты в нижней части с пластом сургучно-красных кремнистых пород (20 м), в верхней – черных кремнисто-глинистых пород (70 м) [392]. Благодаря существенно базальтовому составу, эта часть свиты хорошо фиксируется аэромагнитной съемкой в северо-восточном и юго-западном направлениях вдоль долины р. Амур на протяжении более 30 км.

В разрезе свиты на левобережье р. Бол. Эльге, где ее нижние горизонты не обнажены, залегают следующие слои [295]: кремнистые породы массивные, синевато-серые с остатками радиолярий *Orbiculiforma* и *Parvicingula*, по заключению Т. В. Прокопенко, предположительно юрского возраста – более 30 м; алевролиты мелкоалевритовые и аргиллиты неяснослоистые – 140 м; кремнистые туффиты тонкослоистые (ленточные), темно-серые, с линзочками туфов кислого состава и реликтами радиолярий – 60 м; алевролиты и аргиллиты неяснослоистые – 50 м; базальты афировые и миндалекаменные, перемежающиеся с алевролитами и аргиллитами – 60 м; алевролиты мелкоалевритовые с тонкими прослойками аргиллитов – 240 м; алевролиты с частыми (через 0,5–1 м) тонкими (10–15 см) прослойками мелкозернистых песчаников – 40 м; алевролиты и аргиллиты, ритмично переслаивающиеся через 10–20 см – более 120 м. Всего по разрезу более 740 м.

По литологическому составу свиту можно расчленить на две части – нижнюю, существенно вулканогенно-кремнистую, и верхнюю, преимущественно алевролитовую, суммарная мощность которых составляет не менее 800 м.

Возраст адаминской свиты устанавливается по многочисленным находкам остатков радиолярий как в обнажениях левого берега р. Амур, так и в других местах распространения пород свиты, известных в Чаятынской подзоне. Наименования наиболее распространенных видов радиолярий и возрастная привязка их комплексов приведена выше, при характеристике разрезов. Основное противоречие, возникающее при определении возраста свиты, кроется в том, что в ряде случаев по органическим остаткам, собранным в одних и тех же местонахождениях, разными специалистами даются не совпадающие выводы. Так, по остаткам радиолярий, собранных в басс р. Бол. Эльге, Т. И. Прокопенко определяет возраст отложений как юрский (возможно келловейский), а С. В. Зябрев – как баррем–апт, и даже альб. Возраст слоёв туфоалевролитов, залегающих в основании разреза свиты на левобережье р. Амур Л. Б. Тихомирова считает оксфорд–киммериджским, а С. В. Зябрев – валанжинским. В целом, возраст адаминской свиты с достаточно большой долей вероятности можно определить как оксфорд – конец апта или начало альба.

Верхнеюрские-раннемеловые стратифицированные образования Сахалина обнаруживают существенные отличия разрезов в различных структурно-формационных (фациальных) зонах (СФЗ): Восточной, Западной (мезозойских) и Северо- и Южно-Сахалинской (кайнозойских). **Восточная СФЗ**

включает Набильско-Пиленгскую и Рымникскую подзоны, в составе **Западной СФЗ** выделены Побединская и Найбинская подзоны. В **Северо-Сахалинскую** зону входит Охинско-Дагинская подзона; **Южно-Сахалинская СФЗ** включает Александровскую, Углегорско-Холмскую, Макаровскую, Тымь-Поронайскую и Луньско-Пограничную подзоны.

Остринская свита (J_3-K_1os) выделена В. П. Ключевым и Ю. М. Ковтуновичем в 1960 г., распространена только в пределах Набильско-Пиленгской подзоны Восточной зоны. Выходит на дневную поверхность в узких линейных блоках от верховий р. Тымь на севере до верхнего течения р. Пиленга на юге.

Свита сложена кремнистыми алевролитами, туфоалевролитами, лавами базальтов, туфами, кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, радиоляритами, яшмами, силицитами, гиалокластитам, известково-яшмовым флишем, известняками (650-2800 м).

Нижняя граница на современном эрозионном срезе не установлена. Для строения свиты характерно чередование мощных (200-600м) пачек глинисто- и туфокремнистых пород с линзовидными горизонтами (150 – 400 м) карбонатно-вулканогенно-кремнистых пород. Стратотипический разрез свиты составлен по р. Острая.

Вскрытая мощность разреза 1040 м. В нём присутствуют 3 горизонта (около 40% объема вскрытого разреза) преимущественно кремнисто-вулканогенного состава с прослоями пелитоморфных известняков. Горизонты прослеживаются на различных уровнях разреза практически во всех выходах свиты на поверхность.

Севернее, в бассейне р. Мал. Лангери, на западном склоне Набильского хребта, образования свиты залегают в ядре сжатой опрокинутой на восток антиклинальной складки. Во вскрытом разрезе мощностью около 2000 м западного крыла складки основной объем (1300 м) занимают яшмы со слоями кремнисто-известковых брекчий, известняков (до 7 м) и тонкими (до 5 м) прослоями глинисто-кремнистых алевролитов. Яшмы подстилаются горизонтом (мощностью около 500 м) лав альбитизированных и хлоритизированных базальтов с прослоями туфов и гиалокластитов. Нижнюю часть разреза (около 200 м) занимают интенсивно раскливажированные глинисто-кремнистые алевропелиты и алевролиты с будинами песчаников. Верхи свиты в этом блоке отсутствуют. Контакт с вышележащими образованиями хойской свиты тектонический.

Далее к северу, в верхних течениях рек Венгери и Свободная, в кровле свиты на контакте с вышележащей хойской свитой картируется маркирующий горизонт, сложенный линзовидным переслаиванием известняков и яшм со слоями глинисто-кремнистых алевропелитов, алевролитов, песчаников и туфоалевропелитов мощностью около 50 м. В составе свиты этого района преобладают глинисто-кремнистые сланцеватые алевролиты и алевропелиты с линзовидными прослоями и будинами песчаников, линзами радиоляритов, реже известняков, туфов базальтов и зеленых и красных кремней. Мощность вскрытая, вычисленная графически, более 1000 м. Восточный блок выхода свиты сложен тектонизированной олистостромой, представленной линзовидно- и чешуйчато-сланцеватыми кремнистыми и глинисто-кремнистыми слан-

цами, алевропелитами, туфоалевролитами матрикса с обломками, линзами, редкими глыбами базальтов, известняков, яшм, долеритов.

В бассейне р. Скалистая свита слагает надвиговую пластину с юго-западным падением сместителя. Сложена свита вертикально залегающими метабазальтами с подушечной и шаровой отдельностью и долеритами, включающими маломощные прослои и линзовидные прослои кремней, кремнистых алевролитов и редко песчаников. Эффузивы включают согласные и субсогласные тела габброидов мощностью от 50 м до 400 м.

В северо-восточной части Набильско-Пиленгской подзоны, в бассейнах ручьев Шипучий и Широкий, в смежных тектонических блоках вскрыты верхние части разреза свиты с максимально вскрытой мощностью около 1700 м, в составе свиты преобладают сланцеватые алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые алевропелиты с маломощными (50-100 м) линзовидными горизонтами олистостром. В составе олистолитов песчаники, обломки и линзы известняков, яшм, базальтов, долеритов, туфов, радиоляритов. В кровле залегаёт маркирующий горизонт, наиболее полно вскрытый по руч. Шипучий.

Позднеюрский – раннемеловой возраст свиты принят на основании находок остатков радиолярий (определение С. В. Зябрева): *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Ristola cretacia* Baum., *Triactoma tithonianum* Rüst., *Acaeniotyle diaphorogona* For., *A. glebutosa* For., *Crolanium puga* (Schaaf), *Dictyomitra excellens* (Tan), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak) и др. Полученные радиологические датировки возраста образца долеритов K-Ar – методом составляют 98 ± 8 млн. лет.

Мел

Ранний мел. В разрезе Сихотэ-Алинской складчатой системы нижнемеловые образования пользуются наибольшим распространением.

Горинская свита (K_{1gr}) залегаёт на лимурчанской толще в Приамурской подзоне Западно-Сихотэалинской СФЗ. Она обнажена в широкой (до 20 км) полосе северо-восточного направления, прослеживаясь на левобережье р. Амур от истоков рек Симасы и Писуй на юго-западе до верховий р. Второй Балахой (левый приток р. Пильда) на северо-востоке. Небольшой выход свиты (17 x 4 км) прослежен также в северо-восточном направлении на правобережье р. Амур, в бассейнах рек Быстрая и Шелехова. В составе свиты полимиктовые песчаники преобладают над алевролитами, редко присутствуют псефитовые породы.

В междуречье Прав. Пильда–Ямтулмакит на алевролитах лимурчанской толщи без видимого несогласия, но со следами размыва залегают мелкогалечные конгломераты с песчаным заполнителем, через 5–10 м чередующиеся с неравномернозернистыми песчаниками, образуя пачку мощностью до 280 м. В конгломератах хорошо окатанные гальки размером до 7 см, представлены алевролитами и песчаниками. Южнее, в бассейне р. Лимурчан, конгломераты в основании свиты отсутствуют. В залегающих выше мелкозернистых песчаниках (около 400 м) массивные мелкоалевритовые алевролиты слагают

редкие маломощные (до 3 м) прослои, а в верхней части разреза – пласт мощностью 120 м [295, 296].

В верхней части разреза свиты, изученного на правом берегу среднего течения р. Пильда [296], преобладают мелко-среднезернистые разности песчаников. Преимущественно тонкослоистые алевролиты образуют среди них как редкие маломощные (от 10–15 см до 1,5 м) прослои и пласты (20–30 м), как правило, с прослойками мелкозернистых и алевролитистых песчаников, так и пачки (30–40 м) ритмичного (через 5–20 см) переслаивания с песчаников. К пачкам переслаивания иногда приурочены маломощные (0,5–1,5 м) линзы седиментационных брекчий.

Объем алевролитов в разрезе свиты не выдержан по простиранию. Наибольшее количество их слоев наблюдается в северной части территории, в бассейне р. Второй Балахой, наименьшее – в междуречье Пильда–Утак. В бассейне р. Писуй в преимущественно мелкозернистых песчаниках, слагающих однородные слои в нижней части разреза, часто отмечаются включения дресвы алевролитов и аргиллитов, линзы гравелитов, разнозернистых гравелистых песчаников и седиментационных брекчий.

Общая мощность свиты оценивается в 1100 м [323].

Среди ископаемых органических остатков в отложениях горинской свиты на территории листа М-54 (правом берегу среднего течения р. Утак) известно лишь одно местонахождение фрагментов, по определению Е.А. Калинина, мезозойского аммонита *Phylloceras?* sp. [323]. На прилегающей с запада территории, в нижнем течении р. Горин и на правом берегу р. Амур в районе пос. Верхне-Тамбовское (40–50 км от границы листа по простиранию свиты), в алевролитах верхней части разреза В. Н. Верещагиным определены берриасские *Buchia* ex gr. *uncitoides* (Pavl.), *B. volgensis* (Lah.), *B. okensis* (Pavl.), которые и определяют соответствующий возраст свиты.

Маньинская серия (*K_{mn}*) выделена на левобережье нижнего течения р. Джаур в составе Хорско-Тормасинской подзоны Центрально-Сихотэалинской СФЗ. Она с разрывом, но без видимого углового несогласия залегает на хасамийской толще, слагая ядро синклинали складки. На территории листа на площади около 20 км² обнажены лишь нижние горизонты серии, представленные песчаниками, алевролитами и гравелитами.

В береговых обнажениях ручья, впадающего в р. Джаур западнее утеса Красный Камень, наблюдался разрез, характеризующий основание серии. Здесь на аргиллитах хасамийской толщи залегают [26]: гравелиты с мелким хорошо окатанным гравием алевролитов и аргиллитов в базальном песчаниковом цементе – 6–8 м; песчаники полимиктовые, крупнозернистые, серые – 4–5 м; песчаники, среднезернистые, темно-серые – 10–12 м; песчаники среднезернистые, темно-серые, с маломощными (до 2–3 м) прослоями алевролитов массивных, темно-серых с голубоватым оттенком – более 25 м. Мощность отложений в изученном разрезе 45–50 м. Выше распространены алевролиты, которым подчинены мелкозернистые песчаники.

Общая мощность серии в районе, вероятно, не превышает 150 м.

Раннемеловой (берриас–валанжинский) возраст маньинской серии обоснован на прилегающей с запада территории листа М-53.

Журавлевская свита ($K_1\check{z}r$) начинает видимый разрез терригенных отложений Лужкинской подзоны Восточно-Сихотэалинской СФЗ. Она обнажена на юго-западе территории листа, где занимает обширные площади в бассейне верхнего течения р. Анюй, а также непрерывной полосой протягивается в северо-восточном направлении вдоль осевой части хребта Сихотэ-Алинь до истоков рек Мопань и Таунга. Небольшой фрагмент свиты обнажен севернее, на водоразделе верхних течений рек Мули и Медвежья. Свита сложена алевролитами, песчаниками, аргиллитами с пластами конгломератов, гравелитов, редко седиментационных брекчий.

Нижняя часть свиты обнажены в основном на территории листа М-53 и фрагментарно в бассейнах рек Второй Заур, Моховая Падь и Дымни, где она сложена однородными и тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями (до 1,5 м) средне-мелкозернистых песчаников и пачками (100–150 м) флишоидного переслаивания тонкослоистых алевролитов (5–70 см) и мелкозернистых песчаников (2–30 см). Общая мощность нижней части разреза свиты, обнажающегося по р. Второй Заур, 600–750 м [127].

В верхней части свиты (около 1000 м) в бассейнах рек Первый Заур и Моховая Падь возрастает роль песчаников. Здесь в разрезе монотонных преимущественно однородных и неяснослоистых алевролитов, фациально переходящих в алевритистые аргиллиты, мелкозернистые и алевритистые полимиктовые песчаники слагают более мощные (15–20 м) слои с линзами (0,5–4 м) переходящих друг в друга гравелитов, конгломератов и седиментационных брекчий. Появляются также пачки ритмичного переслаивания через 0,2–1,5 м алевролитов и песчаников при преобладании последних [400].

По простиранию в северо-восточном направлении строение свиты, ее верхней части, заметно меняется. Так, на Коппи–Анюйском водоразделе, она имеет более "контрастный" состав. Одновременно с появлением мощных пластов (до 100 м) мелко- и крупногалечных конгломератов здесь заметно возрастает роль алевролитов и уменьшаются мощности пачек ритмичного строения. В верховьях р. Дымни и ее притоков на алевролитовых слоях, принадлежащих нижней части свиты, без видимого в коренных выходах несогласия залегает мощная (до 300 м) пачка грубообломочных пород, сложенная почти на 50–70 % конгломератами. В гальке преобладают разнообразно окрашенные кремнистые породы с радиоляриями мезозойского облика, базальты, песчаники, алевролиты, роговики. Реже отмечаются андезиты, риолиты, лейкократовые микроклиновые граниты и плагиограниты, гранит-порфиры, жильный кварц, микрокварциты. Общая мощность свиты, в верховьях р. Дымни 700 м [375].

Далее к северо-востоку, роль грубообломочных пород в разрезе свиты уменьшается, а ее мощность несколько увеличивается. Так, в верховьях р. Таунга в строении разреза отчетливо проявлена грубая макроритмичность. Каждому из макроритмов соответствует мощная (210–250 м) пачка двухкомпонентного песчано-алевролитового флиша. В низах таких пачек песчаники преимущественно среднезернистые (до гравелистых). Выше по разрезу их зернистость уменьшается, а мощность алевролитовых прослоев возрастает. Характерно присутствие в породах углефицированного растительного детрита, плохая сортировка обломочного материала, наличие пластов полимикто-

вых известковистых песчаников, буреющих при выветривании. В пачках ритмичного строения преобладают ритмы мощностью 0,2–0,5 м. Песчаный элемент ритмов составляет 70–80 %. Мощность свиты в бассейне р. Таунга достигает 1000 м [375].

Общая мощность журавлевской свиты на территории листа превышает 1750 м.

Берриас–валанжинский возраст свиты обоснован палеонтологически. В бассейне р. Таунга (истоки руч. Длинный) в алевролитах и песчаниках свиты содержатся остатки типично валанжинских, по заключению Л. Д. Третьяковой, *Buchia wollossowitshi* Sok., *B. keyserlingi* Lah. и другие, а в верховьях руч. Извилистый в пласте грубозернистых песчаников, залегающих предположительно в верхах толщи, – формы, характерные для верхнего валанжина: *Buchia crassicollis* Keys., *B. sublaevis* Keys., *B. bulloides* Lah. и неопределимые до вида брахиоподы [375]. В алевролитах нижней части свиты на территории листа М-53 известны находки остатков бухий, определенных В. П. Коноваловым и Л. Д. Третьяковой, как берриасские или самые древние валанжинские, а в средней части – как валанжинские.

Пионерская свита (K_{1pn}), согласно залегая на горинской свите и, имея общие с ней районы распространения, обнажена в ядрах синклинальных складок на левобережье р. Амур, а также в узком тектоническом блоке северо-восточного направления на правобережье р. Амур – на водоразделе рек Аксян, Хальзан, Быстрая, Окчо. В отличие от горинской свиты, она сложена в основном алевролитами при подчиненной роли аргиллитов и песчаников.

Разрез свиты характеризуется чередованием пачек (110–230 м) флишеидного (через 15–20 см, реже через 0,5–1 м) переслаивания крупно-, мелкоалевритовых алевролитов и аргиллитов, нередко с прослойками (3–5 см) мелкозернистых песчаников и пластов (60–80 м) мелкозернистых полимиктовых песчаников с прослоями (10–20 см) алевролитов. В верхней части разреза отмечаются слои (до 70 м) монотонных тонкослоистых алевролитов. При сохранении существенно алевролитового состава свиты в северо-восточном направлении в ней увеличивается мощность пластов (до 110 м) и прослоев песчаников. В песчаниках присутствуют редкие включения дресвы алевролитов, а в алевролитах, слагающих монотонные слои в верхах разреза, – хорошо окатанные гальки такого же алевролитового состава [323].

Общая мощность пионерской свиты по данным ГСР-50 [296] оценивается в 900 м.

Среди органические остатки в алевролитах свиты из верховий р. Утак Е. А. Калининым определены *Buchia* cf. *volgensis* Lah., указывающие, по его мнению, на валанжинский возраст вмещающих отложений, а на правобережье верхнего течения р. Лимури С. В. Зябровым выделен богатый комплекс радиолярий, возрастной диапазон распространения которых берриас–баррем [323]. На прилегающей с запада территории листа М-53 на разных участках распространения свиты выявлены многочисленные *Buchia*, по заключениям В. Н. Верещагина и А. А. Капицы, характерные для берриасского и валанжинского ярусов. На основании этих заключений и в соответствии с ДВСЛ-1000/3 (2009г.) возраст пионерской свиты определен как валанжинский.

Пиванская свита (K_1pv) обнажена в ядрах синклинальных складок в бассейне р. Пильда и в масштабе геологической карты отображается лишь у северной границы территории листа М-54. В отличие от пионерской свиты, в ее составе преобладают песчаники, которым подчинены алевролиты, и относительно широко распространены гравелиты и конгломераты.

Для разреза свиты характерно чередование пачек (100–180 м) мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников, содержащих маломощные (до 1 м) прослои и линзы алевролитов и гравелитов, и пластов (20–70 м) массивных алевролитов, в которых часто включены хорошо окатанные гальки и гравий песчаников, кварцитов и кремнистых пород. В нижней части разреза отмечается пласт (до 30 м) мелкогалечных конгломератов обычно с хорошо окатанным обломочным материалом, представленным алевролитами, кремнистыми породами, песчаниками, кварцитами, вулканитами среднего и кислого состава, размещенными в алевроитовой, реже песчаной цементирующей массе [296].

Мощность свиты в районе оценивается в 650–700 м.

Валанжинский возраст пиванской свиты принят на основании ее согласно залегающей на пионерской свите и находок остатков *Buchia* в ее отложениях на прилегающей с запада территории листа М-53.

Кабулинская толща (K_1kb) выделена на разобщенных участках в бассейнах нижнего течения р. Гур, верхнего течения р. Хуту и в междуречье Анюй–Дымни–Гобилли. Она с размывом и угловым несогласием залегает на разных горизонтах светлореченской толщи в Анюйской подзоне Центрально-Сихотэалинской СФЗ, а с джаурской свитой имеет тектонические контакты [375]. Толща сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами и седиментационными брекчиями.

В основании толщи залегает пачка разнозернистых (в основном крупнозернистых) песчаников с выклинивающимися пластами гравелитов и седиментационных брекчий, мощность которых с юго-запада на северо-восток возрастает от 2–10 до 40–60 м. Для песчаников характерны кремне- и литокластические разности в низах пачки и наличие редких включений неокатанных обломков алевролитов размером до 1 см. В составе гравийного материала, кроме кремнистых пород и алевролитов, наблюдаются риолиты, базальты, микрокварциты, филлиты и кварц-слюдяные сланцы. Для вышележащего разреза свойственно чередование пластов мелко- и среднезернистых полимиктовых, иногда туфогенных песчаников (30–200 м) и пачек (30–290 м) их ритмичного переслаивания с алевролитами. Изредка отмечаются крупнозернистые песчаники и линзы гравелитов.

Мощность толщи увеличивается с юго-запада на северо-восток от 1400 до 2100 м.

На правом берегу р. Дымни в песчаниках средней части разреза толщи обнаружены отпечатки раковин *Buchia crassikollis* Keys., *B. crassikollis* var. *gracilis* Lah., *B. sublaevis* Keys. и др., характерных, по мнению Л. Д. Третьяковой, для позднего валанжина [375]. В туфопесчаниках из разреза толщи в бассейне р. Амикдаки (левый приток р. Гур) среди многочисленных ископаемых остатков известны *Buchia* aff. *uncitoides* Pavl., которые, по заключению В. И. Бодылевского, "можно считать валанжинскими" [26].

Ключевская свита (K_1kl), согласно залегающая на журавлевской свите в Лужкинской подзоне, распространена на водоразделах рек Моховая Падь, Первый Заур и Коппи, в верховьях р. Бута, бассейне р. Буги и между речье Верх. Удоми–Мули. Она сложена алевролитами, аргиллитами, полимиктовыми песчаниками, редко гравелитами. За нижнюю границу свиты принята подошва мощной пачки алевролитов.

Нижняя и средняя части разреза (700–900 м) повсеместно сложены массивными или тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами со своеобразной скорлуповатой отдельностью. В породах часто наблюдаются сидеритовые и мергелистые конкреции, ходы илоедов и остатки бухий. В бассейне р. Таунга отмечаются пачки (до 50 м) ритмично переслаивающихся алевролитов и мелкозернистых либо среднезернистых песчаников. Песчаники слагают также отдельные пласты (до 10 м) и содержат единичные линзы гравелитов.

Верхняя часть разреза (400–600 м) в верховьях рек Коппи и Бута сложена ритмично переслаивающимися средне-мелкозернистыми песчаниками и подчиненными им алевролитами. В ней чаще, чем в нижележащих частях разреза, встречаются линзы гравелитов. В породах часто содержится растительный детрит [375]. В бассейне р. Буги и между речье Верх. Удоми–Мули мощность верхней части разреза возрастает до 1000 м, а в составе пачек ритмичного флишоидного переслаивания, кроме песчаников и алевролитов, чередующихся через 5–10 см, реже 0,1–1 м, распространены аргиллиты, слагающие более тонкие (до 2 см) элементы флиша. В низах и в верхах разреза здесь алевролиты преобладают над песчаниками. На границах слоев песчаников и подстилающих их аргиллитов наблюдаются ходы илоедов [135].

Общая мощность свиты на юге и в центральной части Лужкинской подзоны оценивается в 1100–1400 м, на севере – достигает 1600–1800 м.

Возраст ключевской свиты определен как валанжинский по многочисленным остаткам в разных частях разреза типично валанжинских форм фауны: *Buchia volgensis* Lah., *B. keyserlingi* Lah., *B. crassa* Pavl., *B. terebratuloides* Lah., *B. inflata* Lah., *B. uncitoides* Pavl., *B. bulloides* Lah. и др. [375].

Усть-колумбинская свита (K_1ukl) обнажена в бассейне р. Дагды, в междуречье верхних течений рек Первый Заур, Коппи и Бюлюней, в верховья рек Иггу, Бута и Бапу и на Судулюнэ–Гобиллинском водоразделе. Она согласно налегает на ключевскую свиту. В бассейне р. Иггу, по данным В. Б. Трояна (1965 г.), предполагается ее несогласное залегание с разницей в углах простиранья и падения пород 10–20°. Свита сложена преимущественно буровато-серыми, реже серыми разномелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, содержащими невыдержанные прослои гравелитов и мелко-среднегалечных конгломератов, редкие пачки ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов и единичные пласты алевролитов.

За нижнюю границу свиты принята подошва горизонта неравномернозернистых песчаников, включающих линзы и пласты (до 20 м) гравелитов и конгломератов. Мелкозернистые песчаники составляют более 80 % разреза свиты. Их буроватый оттенок обусловлен присутствием в цементе лимонита. Обломки в гравелитах и конгломератах представлены алевролитами, кремнистыми породами, пегматоидными гранитами и риолитами. Среди алевролитов преобладают однородные разности, в подчиненном количестве находятся

тонкослоистые. С юго-запада на северо-восток мощности пластов алевролитов увеличиваются от 0,5 до 50 м, а мощности флишевых пачек – от 15 до 230 м. В этом же направлении возрастает и общая мощность свиты – от 600 до 800 м [375].

Фаунистических остатков в отложениях, отнесенных к устьколу́мбинской свите, не обнаружено. Готеривский возраст свиты палеонтологически обоснован в стратотипической местности. На листе М-54 свита выделена по литологическому составу и стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными слоями.

Приманкинская свита (*K_{1pm}*) согласно залегает на устьколу́мбинской свите, с которой имеет общие, но более широкие районы распространения, а также обнажена на значительной площади в северной части Лужкинской подзоны – в бассейнах рек Мули и Акур. В ее составе резко преобладают алевролиты и аргиллиты.

В целом разрез свиты однообразен по строению на всем ее протяжении. За нижнюю границу свиты принята подошва мощной (более 100 м) пачки массивных алевролитов и аргиллитов, сменяющих песчаники устьколу́мбинской свиты. В низах пачки отмечается тонкое ритмичное переслаивание алевролитов, аргиллитов и песчаников. Кроме чередующихся пластов алевролитов и аргиллитов и пачек (5–50 м, реже до 130 м) их флишеоидного переслаивания при мощности ритмов от 3–5 см до 25 м, отмечаются редкие слои (1–5 м) зеленовато-серых и серых среднезернистых полимиктовых песчаников. Лишь в средней части разреза свиты в бассейнах рек Иггу и Сакай-Бапу, встречаются невыдержанные маломощные слои гравелитов, конгломератов, песчаных алевролитов с хорошо окатанной "плавающей" галькой и пласты среднезернистых песчаников мощностью 30–50 м. В конгломератах, кроме преобладающих кремнистых пород, встречаются хорошо окатанные гальки роговиков, риолитов и биотитовых гранитов.

В приманкинской свите гораздо чаще, чем в любом другом стратоне Лужкинской подзоны, проявлены рассланцевание и будинаж, что, по-видимому, связано с повышенной пластичностью алевропелитовых пластов. Часто отмечаются мощные пачки, в которых крупные будины песчаников имеют округлую форму и напоминают гальку и валуны. Аргиллиты и алевролиты содержат мергелистые конкреции и многочисленные обломки призматического слоя толстостенных раковин иноцерамов (*Inooeramus* sp. indet., *Belemnites* sp. indet.).

Из-за однородного состава пачек, широкого проявления рассланцевания и будинажа, затрудняющих определение элементов залегания пород, мощность свиты возможно оценить лишь ориентировочно в 1600–2000 м [375].

Фаунистические остатки, выявленные в алевролитах и аргиллитах приманкинской свиты, позволяют рассматривать ее возраст лишь в диапазоне от готерива по альб включительно. В соответствии с ДВСЛ-1000/3 (2009г.) он принят как готерив–барремский.

Удунинская толща (*K_{1udm}*) начинает разрез Тумнинской подзоны Восточно-Сихотэалинской СФЗ и выделена впервые в соответствии с ДВСЛ-1000/3 (2009г.). Она установлена только в междуречье Уктур–Удунин, где в виде полосы шириной около 2 км протягивается в северо-восточном направ-

лении на 8 км и обнажена на небольшой (около 2 км²) изометричной в плане площади. Толща сложена базальтами, туфами основного состава, туфогенно-осадочными и кремнисто-глинистыми породами, алевролитами, редко кремнистыми породами и известняками.

Разрез, наблюдавшийся на левобережье р. Уктур, демонстрирует следующее строение нижней части толщи [392А]: туфы основного состава псаммитовые, зеленовато-бурые – более 20 м; базальты палеотипные, зеленовато-бурые – 50 м; туфы основного состава псефо-псаммитовые, зеленовато-серые с маломощными (до 30 см) линзовидными прослоями алевропсаммитовых туфов – 20 м; базальты палеотипные, зеленовато-бурые – 40 м; туфопесчаники мелкозернистые, неяснослоистые, участками переходящие в туфоалевролиты и туффиты – 30 м; кремнисто-глинистые породы тонкослоистые, серовато-зеленые с реликтами радиолярий и линзовидными прослоями (0,3–0,5 м) алевро-псаммитовых туфов основного состава – 60 м; туфопесчаники мелкозернистые, зеленовато-серые с тонкими (0,1–0,2 м) линзовидными прослоями туфоалевролитов – 30 м. Всего по разрезу более 250 м.

В разрезе верхней части толщи, обнаженной на водоразделе ручьев Прав. Удунин и Извилистый, залегают [392А]: туфы основного состава псаммитовые, зеленовато-серые – 10 м; алевролиты мелкоалевритовые, темно-серые с линзами кремнисто-глинистых пород, содержащих остатки радиолярий – 110 м; туфы основного состава псаммитовые, зеленовато-бурые – 20 м; туфопесчаники средне-крупнозернистые, темно-бурые с линзовидными прослоями туфогравелитов – 30 м; туфы основного состава псефопсаммитовые, темно-бурые – 30 м. Всего по разрезу 200 м.

Общая мощность удуминской толщи составляет более 400 м.

В целом в строении разреза туфы основного состава и базальты составляют не менее 60 % объема толщи. Кремнисто-глинистые породы обычно слагают маломощные пласты и линзы среди туфов и алевролитов. С ними иногда ассоциируют кирпично-красные кремнистые породы, а с вулканитами – известняки, очевидно, слагающие непротяженные маломощные линзы.

Определенные Н. Ю. Брагиным радиолярии *Thanaria* aff. *pulchra* (Sguinabol), *Holocryptocanium* aff. *barbui* Dum., *Alierum* sp., *Hemicryptocarsa* sp. имеют, по его мнению, широкий (берриас–турон) возрастной интервал распространения. Поскольку удуминская толща подстилает уктурскую свиту, её верхний возрастной диапазон должен ограничиваться по стратиграфическому положению, по крайней мере, низами баррема. Согласно Легенде Николаевской серии листов Госгеолкарты-200/2 [2009г.], возраст толщи принимается в интервале валанжин–баррем, хотя не исключается и более широкий ее возрастной диапазон.

Уктурская свита (K_{1uk}) согласно залегают на удуминской толще в разрезе Тумнинской подзоны Восточно-Сихотэалинской СФЗ. Она обнажена в основном в бассейнах рек Уктур и Уини, в юго-западной и юго-восточной частях подзоны, соответственно, где представлена алевролитами и аргиллитами с резко подчиненными им песчаниками и туфогенными породами.

В разрезе свиты, изученном в бассейнах ручьев Болосо (правый приток р. Окчо) и Пачекта (правый приток р. Гур) и считающимся стратотипическим, залегают [135]: алевролиты и алевритистые аргиллиты серовато-черные, тон-

коплитчатые, кливажированные с редкими прослоями мелкозернистых темно-серых песчаников – 200 м; алевролиты неяснослоистые, тонкорассланцованные с редкими остатками пеллеципод – 150 м; алевролиты грубоплитчатые, серовато-черные с редкими прослоями (до 5 м) грубозернистых полимиктовых зеленовато-серых песчаников – 200 м; пачка, состоящая из туффитов внизу, туфогеновых полимиктовых песчаников в средней части и алевролитов вверху – 60 м; алевролиты темно-серые с редкими слоями мелкозернистых темно-серых песчаников (5–6 м), грубозернистых светло-серых туфопесчаников (1–2 м) и известковистых туффитов (2–3 м) с остатками пеллеципод – 350 м; алевролиты серовато-черные, грубоплитчатые с редкими прослоями темно-серых песчаников и пластами палеотипных базальтов – 450 м. Всего по разрезу 1410 м.

По простирацию в северо-восточном направлении характер строения свиты принципиально не меняется. Так, в ее разрезе, залегающем на удуминской толще в междуречье Уктур–Удунин, немногочисленные слои мелкозернистых песчаников чаще отмечаются так же, как и в стратотипе, в нижней и верхней частях свиты, а прослой туфогенных разностей пород (псаммитовых туфов дацитов, туфопесчаников, туфоалевролитов) тяготеют к ее верхам. Мощность изученного разреза здесь составляет более 960 м [392А, 289].

Максимальная мощность отложений уктурской свиты может быть принята условно за 1600–1800 м [135].

В верховьях р. Пачекта в алевролитах средней части разреза свиты обнаружены остатки аммонита, определенные В. И. Бодылевским как *Holcodiscus* aff. *rotula* Sow. [135] и переопределенные Е. А. Языковой как *Pseudotetragonites* cf. *kudrjavzevi* Druzsic, барремского возраста. В этих же и вышележащих слоях алевролитов и известковистых туффитов среди остатков пеллеципод В. Н. Верещагиным определены *Aucellina* aff. *caucasica* Buch., *A. ex gr. caucasica* Buch., *A. aff. pavlowi* Sok. [135], *Aucellina ucturiensis* Vereschagin, *A. aff. aptiensis* (d.,Orbigny) Pompecki, *A. cf. caucasica* (Buch) апт–альбского возраста. Кроме упомянутой выше фауны, в бассейне р. Пачекта известны находки остатков аммонита *Cleoniceras* sp., который, по мнению Е. А. Языковой, ближе всего к *Cleoniceras (Grucia) sablei* Imlay или к *Cleoniceras (Grucia) dubium* (I. Michailova et Terechova) известных в альбских отложениях. Таким образом, возраст уктурской свиты на основании результатов определения фауны приходится считать баррем–альбским.

Каталевский вулканогенно-осадочный комплекс состоит из вулканогенно-осадочных пород каталевской свиты и связанных с ней субвулканических образований. К а т а л е в с к а я с в и т а (K_1kt) согласно, местами с размывом залегает на приманкинской свите, прослеживаясь в Лужкинской подзоне вдоль ее юго-восточной границы. Наиболее широкие выходы свиты наблюдаются на право- и левобережье нижнего течения р. Дагды, в верховьях р. Джауса, в бассейнах среднего течения р. Коппи и верхнего – р. Бута, в междуречье Акур–Мули. В ее составе песчаники резко преобладают над алевролитами и аргиллитами, которым подчинены гравелиты, конгломераты, седиментационные брекчии, базальты и туфы основного состава.

Строение свиты не выдержано по простирацию. В бассейне р. Бута ее разрез представляет собой чередование мощных пластов хорошо сортирован-

ных средне- и мелкозернистых зеленовато-серых песчаников (40–300 м) с пачками их ритмичного переслаивания с алевролитами (от 3–20 м до 120 м). В песчаниках содержатся угловатые обломочки алевролитов, иногда – линзы гравелитов. Мощность ритмов во флишевых пачках 3–20 см, реже до 1 м. Отмечаются редкие пласты алевролитов мощностью от 0,5–1 м до 10–40 м. Их мощность, а также мощность флишевых пачек возрастает в северо-восточном направлении. В средней части свиты залегает мощный (100–200 м) пласт своеобразных зеленовато-серых туфоалевролитов, быстро разрушающихся при высыхании. Мощность свиты в бассейне р. Бута определена в 1500 м [375].

По р. Коппи, в приустьевой части р. Джауса, конкреция известковистых алевролитов, залегающая в песчаников свиты, содержит, по заключению А. А. Капицы, апт–альбские формы *Aucellina caucasica* Buch., *A. aptiensis* Pomp., *A. gryphaeoides* Sow. [375].

Каталевские субвулканические образования. *Базальты* ($\beta K_1 kt$) слагают несколько небольших (от 0,8 до 2,5 км²) тел на правобережье среднего и нижнего течения р. Мули, локализованных вблизи покровных вулканитов каталевской свиты. Одно из них (на правобережье руч. Дополнительный) вытянуто в северо-восточном направлении и имеет крутые (70–80°) центриклинальные падения контактов [Шевченко, 1973 ф], другие (отображены на карте как единое тело в нижнем течении р. Мули) – представляют собой сближенные изометричные интрузии воронко- или грибообразной формы [Колодезный, 1976 г. ф]. Вмещающие их алевролиты в экзоконтактной зоне шириной от 1 до 30 м слабо ороговикованы, покровные базальты на расстоянии менее 0,5 м осветлены. Эндоконтактных изменений в субвулканических базальтах не наблюдается.

Базальты состоят из андезин-лабрадора (45–55 %), пироксена (35–45 %), роговой обманки (1–3 %), кварца в сростках с калишпатом (около 3 %) и характеризуются порфиroidной офитовой, субофитовой, участками пойкилитовой структурой. Вторичные изменения выражаются в альбитизации плагиоклаза, частичном замещении его и пироксена хлоритом, карбонатом, пренитом. Аксессуарные минералы представлены апатитом и сфеном. По химическому составу базальты близки к кварцевым разностям и имеют повышенную щелочность [Шевченко, 1973 г. ф].

На основании залегания каталевской свиты в согласном разрезе между готерив–барремской приманкинской и раннеальбской дивнинской свитами и в соответствии с ДВСЛ-1000/3 [2009 г.] возраст её принят баррем–раннеальбским. Калий-аргоновый возраст субвулканических базальтов (122 млн лет) соответствует апту [Колодезный, 1976 г. ф].

Дивнинская свита ($K_1 dv$) согласно залегает на каталевской свите в бассейнах средних течений рек Коппи, Мули и верхнего течения р. Аджалами, обнажаясь в виде узких (до 4 км) полос северо-восточного направления на крылья антиклинальных или в ядрах синклинальных структур. В этих же районах, а также в верховьях р. Опасная, на левобережье р. Оуми и в среднем течении р. Тумнин она обнажается в ядрах антиклиналей среди вышележащих отложений светловоднинской свиты. В составе свиты преобладают алев-

ролиты и аргиллиты, которым подчинены песчаники, гравелиты и кремнисто-глинистые породы.

В междуречье Санды–Коппи на песчаниках каталевской свиты залегает мощная (около 100 м) пачка слоистых и косослоистых алевролитов и тонкозернистых песчаников, а строение свиты характеризует следующий вышележащий разрез, изученный на левобережье р. Коппи [Серебряков, 1966 г. ф]: переслаивающиеся алевролиты черные и темно-серых и песчаники полимиктовые, алевритистые и тонкозернистые, часто косослоистые, изредка с растительным детритом – более 90 м; песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые – 35 м; грубое переслаивание серых полимиктовых песчаников (2–4 м) и черных алевролитов (0,6–3 м) – 60 м; песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые – 30 м; переслаивание черных алевролитов и алевритистых песчаников (1–5 м) с серыми тонко- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками (0,5–1 м) – 55 м; песчаники полимиктовые, среднезернистые, серые – 20 м; алевролиты и песчаники полимиктовые, слоистые, темно-серые – 10 м; песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые – 25 м; грубое переслаивание серых полимиктовых песчаников (0,5–1,2 м) с темно-серыми и черными слоистыми алевролитами и алевритистыми песчаниками (0,2–0,6 м) – 45 м; тонкое переслаивание (через 0,01–0,3 м) темно-серых и черных алевролитов, алевритистых и тонкозернистых полимиктовых песчаников – более 95 м. Всего по разрезу более 465 м.

Северо-восточнее, в междуречье Коппи–Июли и в верховьях р. Аджалами, свита характеризуется более тонкозернистым составом [Дымович, 1998 г. ф]. В ее основании залегают алевритистые аргиллиты, переходящие в аргиллиты, мощность до 195 м. Они содержат прослои (1–10 см) алевролитов, редкие слои (до 10 м) мелкозернистых песчаников, а в верхней части – единичные пачки (до 20 м) переслаивающихся песчаников (2,5–50 см, редко до 1,5 м), алевролитов и глинистых алевролитов (1–30 см). В средней части разреза свиты мощностью до 130 м преобладают мелкозернистые полимиктовые (полипетрокластические) песчаники, которые содержат пачки (от первых метров до 25 м) переслаивающихся алевролитов и аргиллитов, в середине разреза прослои (до 0,5 м) мелко-среднезернистых песчаников, а в верхней части – пласт (10 м) массивных алевролитов с нитевидными прослоями аргиллитов. В разрезе верхней части свиты залегает пачка (140–190 м) переслаивающихся крупноалевролитовых косослоистых алевролитов (3–7 см внизу, до 15 см вверх) и аргиллитов (0,5–2,0 см), в верхах пачки с прослоями (0,2–1,5 см, иногда до 0,5 м) мелко-среднезернистых песчаников. Общая мощность свиты в междуречье Коппи–Июли колеблется в пределах 370–450 м. В целом мощность свиты составляет около 1000 м.

На левобережье р. Коппи в приустьевой части р. Джауса (между устьями ручьев Светлый и Двурогий) алевролиты дивнинской свиты содержат, по заключению А. А. Капицы, апт-альбские (вероятнее альбские) отпечатки *Aucellina caucasica* Buch., *A. aptiensis* Pomp., *A. gryphaeoides* Sow. [111.; Дымович, 1998 г. ф]. В соответствии с ДВСЛ-1000/3 [2009 г.] возраст свиты принят раннеальбским.

К е м с к а я с в и т а (К, km) выделена в основании разреза одноименной подзоны Восточно-Сихотэалинской СФЗ. Она обнажена в ядрах антикли-

нальных складок в верховьях рек Ботчи, Кукша и Бо-Джауса, где сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко гравелитами и седиментационными брекчиями.

В строении свиты, наблюдавшимся в береговых обнажениях рек Бо-Джауса и Кукша [Пагольский, 1958 г.], установлено три части. Нижняя часть разреза мощностью не менее 500 м представлена пачкой средне-, реже мелкозернистых полимиктовых песчаников светло-серого и зеленовато-серого цвета с прослоями (до 20 см) темно-серых и зеленовато-серых алевролитов. Мощность отдельных слоев песчаников, разделенных прослоями алевролитов, обычно составляет 1,5–2 м. В междуречье Кукша–Бо-Джауса в них встречаются линзы гравелитов и седиментационных брекчий, а в алевролитах – растительный детрит [Матвеев, 1966 г. ф].

В средней части разреза мощностью около от 350 до 550 м резко преобладают темно-серые алевролиты. В её низах отмечаются редкие прослои разномиктовых полимиктовых песчаников (до 1 м) и аргиллитов (до 10 см), в средней части – пачки (15–20 м) переслаивающихся через 10–40 см алевролитов, мелкозернистых и алевролитистых песчаников и аргиллитов, а в верхней – пачка (50 м) переслаивающихся через 10 см алевролитов, часто песчаных и среднезернистых песчаников.

Верхняя часть разреза мощностью 500–750 м представляет собой переслаивание мелкозернистых светло-серых песчаников и темно-серых алевролитов и аргиллитов. Мощность слоев различна и колеблется от нескольких миллиметров до 1,5–2 м, но чаще составляет 5–15 см. Для верхов разреза типичным является чередование слоев песчаников мощностью 0,5–1,5 м с более мощными пачками флюидного переслаивания через 2–10 см алевролитов, песчаников и аргиллитов при преобладании алевролитов.

Общая мощность свиты достигает 1800 м.

Отложения свиты часто содержат большое количество обломков древесины, коры, стеблей и листьев растений, но определенной флоры среди них не выявлено [Матвеев, 1966 г. ф]. В качестве раннеальбской кемской свиты они выделены в соответствии с принятым в ДВСЛ-1000/3 [2009 г.] тектоническим районированием территории. Возраст свиты фаунистически обоснован на прилегающей с юга территории Приморья [Маркевич, 1997 г.].

Светловоднинская свита (K_{1sv}), согласно залегающая на дивнинской свите, имеет общие с ней районы распространения, но занимает более обширные площади, особенно в бассейнах средних течений рек Коппи и Тумнин. Она сложена в основном песчаниками, которым подчинены алевролиты и аргиллиты, редко псефитовыми породами.

В междуречье Сагды–Джауса, в зависимости от того или иного количества алевролитов и характера переслаивания их с песчаниками, в разрезе свиты выделяется четыре части (пачки) мощностью от 550 до 800 м каждая [Матвеев, 1966 ф]. На алевролитах дивнинской свиты здесь залегают горизонт (140–150 м) разномиктовых (преимущественно среднезернистых) полимиктовых темно-серых с зеленоватым оттенком песчаников, которые в низах горизонта в единичных слоях мощностью до 2 м насыщены древесью алевролитов и содержат маломощные (5–10 см) линзы гравелитов. В верхах горизонта отмечаются прослои (до 0,2 м) песчаных алевролитов и пачки (до 5 м) пере-

слаивания их с мелкозернистыми, часто косослоистыми песчаниками. В вышележащем разрезе нижней части свиты количество таких прослоев и пачек переслаивания возрастает, а мощность последних иногда достигает 20 м. Повсеместно в породах отмечается примесь обуглившегося растительного материала.

Следующая часть свиты представляет собой толщу переслаивающихся слоев алевролитов (от 0,1–0,5 до 2,5–3 м) и тонко-мелкозернистых песчаников (от 0,1–0,3 до 1–1,5 м), в которой в основании разреза прослеживается мощный (около 150 м) горизонт массивных черных алевролитов, а в верхней части залегают пласты (10–15 м) среднезернистых полимиктовых песчаников, чередующиеся с пачками такой же мощности тонкого переслаивания алевролитов и песчаников. Для пород этой части разреза характерны тонкослоистые текстуры, присутствие (иногда до 20 %) пирокластического материала и обуглившихся растительных остатков.

Вышележащий разрез свиты (третья часть) сложен в основном массивными алевролитами, содержащими единичные маломощные (редко до 1,5 м) прослои мелко-среднезернистых полимиктовых песчаников. Последние в средней части разреза слагают два пласта мощностью 50–70 м.

Завершает разрез свиты в междуречье Сагды–Джауса песчаниковая пачка, в которой алевролиты присутствуют в виде маломощных (0,5–1 м) прослоев или слагают редкие пачки мощностью 20–30 м тонкого переслаивания с песчаниками. Песчаники представлены в основном среднезернистыми, часто неравномернозернистыми разностями с большим количеством (до 10–15 % объема породы) дресвы алевролитов и линзами седиментационных блекчий.

Суммарная мощность свиты достигает 2500 м, но она, вероятно, существенно завышена из-за невозможности расшифровки складчатых структур высоких порядков в условиях плохой обнаженности свиты.

Северо-восточнее, в междуречье Коппи–Иоли, обнажена лишь нижняя часть свиты мощностью около 700 м, соответствующая первой и частично второй пачкам свиты в междуречье Сагды–Джауса, по составу и характеру строения разреза которых она мало отличается. Существенной особенностью разреза здесь является появление в пачках переслаивания аргиллитов и их алевритистых разностей, образующих с песчаниками и алевролитами трехкомпонентные ритмы. В бассейне р. Иоли в низах свиты более широко распространены грубозернистые песчаники с включениями дресвы алевролитов. Иногда совместно с ними появляются полуокатонные гравий и галька, обуславливая образование гравелистых песчаников и линз (мощностью до 2 м) гравийных конгломератов [Дымович, 1998 г. ф].

В верховьях р. Бо-Джауса в отложениях нижней части свиты известны фаунистические остатки, среди которых определимыми оказались *Jnoceramus anglicus* Woods, по заключению М. А. Пергаменты, характерные для средне-го–позднего альба [Матвеев, 1966 г. ф].

Лужкинская свита (К₁l_ж) согласно залегают на кемской и светловоднинской свитах, завершая разрез геосинклинальных отложений соответственно в Кемской и Лужкинской подзонах. Представлена она песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, редко седиментационными брекчиями, конгломератами, гравелитами, туффитами.

Строение свиты в кемской подзоне наблюдалось на левобережье верхнего течения р. Бо-Джауса [Матвеев, 1966 г. ф]. Здесь в ее составе выделяется две близкие по мощности (950–1000 м) части: нижняя – существенно песчаниковая и верхняя песчаниково-алевролитовая. В основании свиты на переслаивающихся песчаниках и алевролитах кемской свиты залегает мощный (до 550 м) горизонт полимиктовых мелко- и среднезернистых, иногда грубозернистых темно-серых песчаников с редкими прослоями черных алевролитов мощностью от нескольких сантиметров до 1–5 м. Песчаники обычно содержат включения дресвы алевролитов, реже андезитов. Наибольшее их количество наблюдается на контактах слоев алевролитов. В песчаниках также отмечаются редкие линзы седиментационных брекчий, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Разрез наращивает пачка (около 200 м) переслаивающихся через 30–70 см (реже через 1–15 см) мелкозернистых, иногда алевролитистых песчаников и алевролитов. В составе этой пачки присутствуют редкие слои алевролитов мощностью от 1 до 20 м, и туфопесчаников мощностью 30–60 см. Завершают разрез нижней части свиты полимиктовые мелкозернистые серых и буровато-серые песчаники с редкими маломощными прослоями черных алевролитов.

Верхняя часть, наращивающая разрез свиты на левобережье верхнего течения р. Бо-Джауса, сложена в основном чередующимися пачками тонкого (через 1–15 см) и грубого (через 20–60 см, реже 1,5–3 м) переслаивания черных алевролитов и темно-серых мелкозернистых преимущественно полимиктовых песчаников при возрастающей роли последних вверх по разрезу. В низах этого разреза отмечаются слои туфопесчаников и иногда туффитов.

Суммарная мощность лужкинской свиты в Кемской подзоне составляет 1900–2300 м и является максимальной в районе.

В Лужкинской подзоне к одноименной свите отнесены существенно песчаниковые слои, залегающие в ядрах синклиналиных складок на светловоднинской свите в бассейнах р. Оуми и преимущественно левых, частично правых притоков среднего течения р. Тумнин. Разрез свиты изученный по левому и правому боргам долины р. Тумнин ниже устья р. Чичимар характеризуется переслаиванием темно-серых тонкозернистых, серых и зеленовато-серых мелко-, реже среднезернистых полимиктовых песчаников, а преимущественно в верхней части разреза и туфопесчаников. В низах разреза отмечаются слои (до 2 м) темно-серых алевролитов, переходящих в аргиллиты и туфоалевролиты. В верхней части разреза туфопесчаники слагают пачки (до 30 м) переслаивания с туфоалевролитами. Алевролиты нередко содержат обуглившиеся растительные остатки, а песчаники – включения дресвы алевролитов. Общая мощность разреза составляет 850 м [Вдовин, 1961 г.].

На других участках Лужкинской подзоны свита плохо обнажена. В полях ее распространения также резко преобладают песчаники, для большинства которых характерно повышенное количество пирокластического материала. Кроме песчаников, отмечаются темно-серые алевролиты и аргиллиты, очевидно, слагающие маломощные прослои. Последние содержат обуглившиеся растительные остатки и примесь пирокластического материала [Вдовин, 1962 г.].

Рассмотренные отложения отнесены к лужкинской свите на основании её согласного залегания на кемской или свеловоднинской свитах, возраст их принят позднеальбским, что фаунистически обосновано в стратотипической местности на прилегающей с юга территории Приморья [Маркевич, 1997 г.].

Ларгасинская свита (K_1lr) наращивает разрез Тумнинской подзоны, залегая на уктурской свите с размывом, но без заметного стратиграфического перерыва. Она обнажена в основном в бассейнах р. Ниж. Удони, верхнего, частично среднего течения р. Тумнин и в междуречье Уй–Яй–Амур в юго-восточной и центральной частях подзоны и сложена алевролитами, песчаниками, аргиллитами, редко псефитовыми породами. Последние представлены седиментационными брекчиями, конгломератами и гравелитами, распространенными преимущественно в основании свиты на большем ее протяжении.

В стратотипической местности, в бассейне рек Ларгасу 1-я, Ларгасу 2-я, Утуни (левые притоки р. Тумнин), в разрезе свиты выделяются четыре пачки (снизу вверх): алевролито-аргиллитовая, флишевая, алевролитовая и тонкого переслаивания песчаников и алевролитов [16].

Наиболее полный разрез двух нижних пачек обнажен по левому борту долины р. Ларгасу 1-я вблизи ее устья и имеет следующее строение: алевролиты и аргиллиты серые и темно-серые, интенсивно кливажированные, со скорлуповой отдельностью, содержащие обломки крупных раковин *Inoceramus* sp. indet. – 500–600 м; алевролиты серые с обуглившимися растительными остатками – 20–25 м; алевролиты розовато-серые, изобилующие ходами червей – 80–90 м; алевролиты тонкослоистые, сверху ритмично переслаивающиеся с песчаниками – 100 м; песчаники среднезернистые, желтовато-серые – 80 м; переслаивающиеся косослоистые среднезернистые песчаники рыжего цвета (2–30 см) с темно-серыми алевролитами (50–70 см) – 150–200 м. Всего по разрезу 950–1100 м.

Верхняя пачка переслаивания косослоистых песчаников и алевролитов прослеживается в бассейн рек Эльга и Утуни, где перекрывается пачкой (250–300 м) темно-серых алевролитов с редкими маломощными (1–3 см) прослоями рыжих и серых мелкозернистых песчаников. В алевролитах присутствует большое количество остатков *Lima* sp. a., *Lima* sp. b., *Inoceramus interruptus* Schmidt, *In. ex gr. concentricus* Park. var. *nipponica* Nagao et Mat., *In. sp. nov.* (*In. aff. striatoconcentricus* Cumb), *Vermetes* sp., а также ежей (*Hemiasper* sp. indet) плохой сохранности и мелкие ядра гастропод и ребристых пеллеципод.

На этой пачке алевролитов в бассейне левых притоков р. Утуни залегают завершающая разрез свиты пачка (более 290 м) переслаивания песчаников и алевролитов, которая имеет следующее строение: алевролиты полосчатые (слоистые), образующие тонкое переслаивание серых и темно-серых разностей – 50 м; алевролиты массивные, черные – 12 м; алевролиты слоистые – 42 м; конгломераты мелкогалечные – 3 м; алевролиты слоистые – 14 м; песчаники среднезернистые, серые – 0,7 м; алевролиты массивные, черные – 10 м; алевролиты черные с прослоями мелкогалечных конгломератов и среднезернистых серых песчаников – 25 м; алевролиты черные, интенсивно рассланцованные – 12 м; пачка чередующихся и фациально переходящих друг в друга

седиментационных брекчий (15–80 см), мелкогалечных конгломератов (10–40 см) и среднезернистых песчаников (до 12 см) с прослоями (до 60 см) алевролитов – 11 м; алевролиты слоистые – 62 м; конгломераты мелкогалечные – 2 м; переслаивание песчаников среднезернистых и алевролитов – 50 м. Выше залегают песчаники удоминской свиты.

Суммарная мощность ларгасинской свиты в стратотипической местности составляет 1500–1700 м [16].

В целом в составе свиты при преобладании алевролитов наблюдается увеличение роли песчаников вверх по разрезу, что является характерной особенностью свиты на всей территории подзоны. При этом возрастает количество и мощность слоев песчаников (до 20–40 м, иногда до 50–70 м) по простиранию свиты в междуречьях Шелехова–Уктур–Тумнин и Яй–Амур [289, 298].

В. Н. Верещагин, определявший фауну, собранную в алевролитах стратотипа ларгасинской свиты (см. выше), рассматривал ее как сеномантуронскую или сеноманскую. В то же время остатки *Lima* sp. a, схожие с *Lima* cf. *longa* Romer, и *Inoceramus interruptus* Schmidt и *In. ex gr. concentricus* Park., ранее (по сборам Л. И. Красного из района оз. Удыль в 1936 г.) были описаны Г. Я. Крымгольцем как альбские формы. На основании заключений В. Н. Верещагина, Е. Б. Бельтнев [16] был склонен считать возраст ларгасинской свиты сеноманским, а в Решениях III ДВ МРСС [1982 г.] он был определен как альб–сеноманский.

При последующем изучении коллекций органических остатков из стратотипа ларгасинской свиты среди иноцерамов был определен и типичный для альба *Inoceramus anglicus* Woods, который с учетом залегания вмещающих его слоев стратиграфически ниже позднеальбской удоминской свиты послужил основанием в Решениях IV ДВ МРСС (1994 г.) датировать ларгасинскую свиту средним альбом. Позднее, при доизучении этой коллекции Т. Д. Зоновой и Е. А. Языковой, кроме *Inoceramus anglicus* Woods, были определены *Inoceramus* cf. *udylensis* Zon., *In. aff. omutnensis* Zon., *In. cf. cunensis* Zon., *In. aff. urius* Weel., которые признаны вполне надежным фаунистическим репером альба на Сихотэ-Алине [8]. Остатки *Inoceramus anglicus* Woods содержатся также в алевролитах свиты, выделенной в истоках р. Шелехова [289].

Удоминская свита (*K₁ud*) с размывом залегает на ларгасинской, частично уктурской свитах и удоминской толще, завершая разрез Тумнинской подзоны. Она распространена в тех же районах, что и ларгасинская свита, но наиболее широко – в центральной части подзоны, где в виде широких (до 15 км) полос протягивается в северо-восточном направлении из бассейна р. Уктур через бассейны верхних течений рек Тумнин и Яй в низовья р. Уй. В отличие от ларгасинской свиты, в составе удоминской свиты песчаники преобладают над алевролитами и более широко распространены псефитовые и туфогенные породы.

Стратотипом удоминской свиты является разрез, составленный В. Н. Плиевым [135] по материалам Г. И. Шмидта (1938 г.) в низовьях р. Уктур и на правом берегу р. Ниж. Удоми. Здесь непосредственные взаимоотношения свиты с подстилающими образованиями не наблюдались, а в ее разрезе залегают: конгломераты валунные и галечные, переходящие в гравелиты, с гальками и валунами (до 30 см в диаметре), представленными гранитами, гранит-

порфирами, плагиогранитами, габброидами, ультраосновными и кремнисто-глинистыми породами, палеотипными базальтами – 100 м; чередование слоев полимиктовых среднезернистых светло-серых песчаников (10–20 м) и рассланцованных алевролитов (5–15 м) с редкими прослоями (0,2–1 м) углисто-глинистых пород – 120 м; тонкое переслаивание рассланцованных алевролитов и полимиктовых зеленовато-светло-серых песчаников – 50 м; алевролиты рассланцованные с редкими прослоями углисто-глинистых пород – 70 м; песчаники полимиктовые, грубозернистые – 15 м; конгломераты мелкогалечные – 7 м; туфы среднего состава и палеотипные андезиты – 6 м; алевролиты рассланцованные с маломощными (0,7–1,2 м) прослоями углисто-глинистых пород, содержащих растительные остатки – 60 м; конгломераты мелкогалечные, переходящие в гравелиты – 5 м; палеотипные андезиты и туфы среднего состава – 5 м; чередование слоев рассланцованных алевролитов (10–12 м) и полимиктовых светло-серых песчаников (5–10 м); внизу слой туфов среднего состава и палеотипных андезитов – 80 м; песчаники полимиктовые, среднезернистые, светло-серые с растительным детритом – 45 м; пачка переслаивания рассланцованных алевролитов (5–20 м) и полимиктовых зеленовато-серых песчаников (5–15 м); в середине пачки слой (8–10 м) мелкогалечных конгломератов, вверху – палеотипных андезитов – 160 м. Суммарная мощность этого разреза, отнесенного предшественниками [135] к нижеудоминской подсвете, составляет 720–730 м.

На правобережье р. Ниж. Удоми (по правому борту долины руч. Баси) наблюдается следующий разрез, отнесенный В. Н. Плиевым к верхнеудоминской подсвете, в котором на подстилающих слоях нижней подсветы согласно залегают [135]: песчаники полимиктовые и туфогенные, неравномернозернистые, светло-серые – до 50 м; переслаивающиеся алевролиты темно-серых со скорлуповатой отдельностью и песчаники аркозовые, мелкозернистые, темно-серые; в основании пачки – маломощные (до 7 см) прослой мелкогалечных конгломератов с хорошо окатанными гальками и туфогенным псаммитовым цементом – 20 м; песчаники разнозернистые, светло-серые, полимиктовые, в верхней части обогащенные туфогенным материалом – 100 м; алевролиты серовато-черные, скорлуповатые с редкими обломками неопределимых пеллеципод – 20 м; туфопесчаники неравномернозернистые, светло-серые с редкими обуглившимися растительными остатками – 160 м; грубое переслаивание алевролитов и аркозовых серых песчаников – 60 м; песчаники аркозовые и полимиктовые, светло-серые – 120 м; туфопесчаники среднезернистые, узорчатые, коричневато-серые, в верхней части переходящие в мелкозернистые со скоплениями алевролитового материала – 180 м; туфопесчаники среднезернистые, узорчатые, буровато-коричневые с редкими прослоями (3–4 см) алевролитов – 30 м; туфопесчаники неравномернозернистые, зеленовато-светло-серые, местами содержащие растительные остатки – 90 м. Всего по разрезу 830 м.

На северо-восточном простирании нижних слоев этого разреза, на правом берегу руч. Кеву-Ке, в песчаниках с редкими гальками кремнистых пород и кварца наблюдались два сближенных (в 0,6 м друг от друга по разрезу) прослоя известковых ракушняков мощностью 0,3–0,5 м, состоящих из обломков пеллеципод и гастропод. В 5 км северо-восточнее устья руч. Кеву-Ке на пра-

вом берегу р. Ниж. Удоми в полимиктовых неравномернозернистых песчаниках, слагающих пачку мощностью около 70 м наблюдаются редкие тонкие прослои и линзы каменного угля и окаменелые куски древесины. В средней части пачки, в местах обогащения песчаников известковым цементом и прослоями каменного угля, наблюдаются многочисленные остатки пелеципод и гастропод.

Общая мощность удоминской свиты в стратотипической местности оценивается в 1550–1600 м.

В бассейнах верхних течений рек Тумнин и Яй на алевролиты ларгасинской свиты с размывом, но без углового несогласия налегает пачка переслаивающихся псефитовых пород и грубозернистых песчаников мощностью 10–15 м, являющаяся базальной для удоминской свиты. Мощность прослоев конгломератов, песчаников и гравелитов в ее составе изменяется от 6 до 40 см. Галька в конгломератах представлена алевролитами, палеотипными андезитами, кремнистыми породами, риолитами, гранитоидами и кварцем, цемент – грубозернистым песчаным материалом. Размер галек не превышает 2,5 см. Местами (истоки р. Утуни, руч. Зимовье 2-е) конгломераты в основании свиты отсутствуют, а грубозернистые песчаники фациально сменяются мелкозернистыми разностями [16].

Литологический состав нижней части свиты (по Е. Б. Бельтенеу [16] – нижеудоминской подсвиты мощностью 750 м) в бассейнах верхних течений рек Тумнин и Яй относительно устойчив. Для разреза, как и в стратотипе, характерно распространение пачек переслаивания, но при большей мощности пластов песчаников (до 85 м) и меньшей (редко до 10 м) – алевролитов. В алевролитах здесь также часто присутствуют прослои углисто-глинистых пород, в песчаниках – включения обуглившихся растительных остатков и обломков каменного угля. В отличие от стратотипа, в разрезе нижней части свиты отсутствуют вулканиты и туфы среднего состава. В углисто-глинистых породах из бассейна р. Утуни отмечаются отпечатки растений *Asplenium* sp. cf., *A. dicksonianum* Heeg, а в песчаниках – *Gleichenia zippei* (Corda) Heeg и сильно деформированных раковин *Ostrea* sp. indet.

В отличие от нижней части, разрез верхней части свиты в бассейне верхнего течения р. Тумнин (по Е. Б. Бельтенеу [16] – вышеудоминской подсвиты) характеризуется изменчивым строением по простиранию.

Так, в бассейнах рек Ларгасу 1-я и Ларгасу 2-я залегают: песчаники среднезернистые, серые с прослоями, обогащенными угловатыми обломками черных алевролитов, количество которых вверх по разрезу быстро убывает – 400 м; туфопесчаники зеленовато-серые – 400 м; песчаники полимиктовые, среднезернистые, серые – 300 м; песчаники полимиктовые, среднезернистые, розовато-серые – 200 м; алевролиты серые с коричневатым оттенком – 100 м; туфы среднего состава с обломками песчаников, андезитов, кремнистых пород, кварца и полевых шпатов, туфопесчаники и алевролиты – 200 м; алевролиты черные – 75–100 м; чередование слоев (3–7 м) песчаников полимиктовых, среднезернистых, серых, туфопесчаников серых и туфов среднего состава – более 40 м. Всего по разрезу более 1700 м.

В бассейне р. Утуни разрез свиты, ее верхней части, наращивает пачка (80 м) тонкозернистых песчаников с карбонатным цементом, переполненных

остатками раковин *Liostrea* sp., *Modiola* (?) sp. indet (aff. *Modiola turcestanensis* L. Rom), *Trigonia* cf. *pocilliformis* Yok. var. *sachalinensis* Yabe. et Nagao, *Trigonia* sp. nov., *Turritella* sp. Выше залегает мощная (600–700 м) пачка, представленная чередующимися слоями (15–75 м) полимиктовых зеленовато-серых и "узорчатых" коричневых песчаников (туфопесчаников?). В ее основании отмечается слой (15 м) мелкогалечных конгломератов, в средней части – пачка (около 300 м) алевролитов или тонкого переслаивания алевролитов и песчаников, в верхней – редкие прослои (до 7 м) слоистых алевролитов. Слои "узорчатых" песчаников по простиранию к юго-западу и северо-востоку быстро переходят в бурые грубозернистые песчаники.

В бассейне р. Чичимар верхняя часть свиты мощностью около 950 м на 95 % сложена серыми среднезернистыми, иногда мелкозернистыми песчаниками. Слоистые алевролиты образуют среди них лишь маломощные (0,7–4,5 м) слои и прослои в основном в средней части разреза, где в песчаниках наиболее часто отмечаются включения угловатых обломков алевролитов. "Узорчатые" песчаники (туфопесчаники) слагают единичные пласты (около 40 м) в низах разреза.

Общая мощность удоминской свиты в бассейне верхнего течения р. Тумнин возрастает в западном направлении от 1500–1600 м (междуречье Чичимар–Яй) до 2450 м (междуречье Ларгасу 1-я–Ларгасу 2-я).

Несколько иное строение удоминской свиты наблюдается в верховьях р. Уктур. Здесь на алевролитах и базальтах, принадлежащих удуминской толще, с размывом и угловым несогласием залегают [392А, 289]: седиментационные брекчии с мелкими обломками кремнистых пород и алевролитов и песчано-алевритовым заполнителем – 1,5 м; песчаники среднезернистые, иногда гравелистые, слюdistые, с включением углефицированного растительного детрита – 40 м; туфы дацитов псаммитовые, литокристаллокластические – 20 м; песчаники мелкозернистые ("мусорные") с включениями гравийных обломков и углефицированного растительного детрита – 150 м; ритмично чередующиеся песчаники мелкозернистые (0,4–0,6 м) и алевролиты (0,2–0,3 м) – 50 м; песчаники мелкозернистые с редкими прослоями (0,1–0,2 м) алевролитов – 120 м. Всего по разрезу 381,5 м. На удалении от выходов удуминской толщи в разрезе этой части свиты утрачивается резко доминирующая роль песчаников, отсутствуют их слюdistые разности, а алевролиты слагают несколько пластов или пачек переслаивания с песчаниками мощностью от 20 до 40 м. В верхней части разреза отмечаются единичные потоки андезитов, в песчаниках – примесь туфогенного материала, в алевролитах – углефицированного растительного детрита.

Залегающий выше разрез представлен более тонкообломочными породами. Предшественниками он относился ко второй подсвите удоминской свиты и имеет следующее строение [392А]: алевролиты крупноалевритовые с редкими прослоями туфоалевролитов – 90 м; песчаники мелкозернистые – 30 м; алевролиты мелко- и крупноалевритовые, в кровле прослой песчаников – 40 м; алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников – 50 м; алевролиты крупноалевритовые – 30 м; песчаники мелкозернистые – 30 м; алевролиты с прослоями туфоалевролитов – 40 м. Всего по разрезу 310 м.

Максимальная видимая мощность свиты в верховьях р. Уктур достигает 700 м.

На первоначальном этапе среднемасштабного картирования по отпечаткам флоры, определявшейся Б. М. Штемпелем и М. И. Борсук, и фаунистическим остаткам, определявшимся В. Н. Верещагиным и В. Ф. Пчелинцевым, возраст удоминской свиты принимался как сеноман–турон [135, 16]. Однако, Б. М. Штемпель отмечал, что видовой состав флоры недостаточен для однозначного определения возраста вмещающих отложений, а фауна из-за плохой сохранности определяется, по заключению В. Н. Верещагина, лишь как близкая к тем тригониям, возраст которых можно считать сеноманским или туронским.

При проведении работ по палеонтологическому обоснованию стратиграфического расчленения меловых отложений [90А], в среднем течении р. Ниж. Удоми среди фаунистических остатков, выявленных Л. Д. Третьяковой в стратотипическом разрезе удоминской свиты, З. Н. Поярковой были определены средне–позднеальбские *Guadratotrionia* ex gr. *fudsinensis* Mirol., и *Ovactaeonella dolium* (Roemer), что послужило основанием для соответствующего датирования свиты, закрепленного в Решениях IV ДВ МРСС [1994г.] и принятого в ДВСЛ-1000/3 [2009 г].

Жорминская толща (К₁жм) с разрывом залегает на адаминской свите в Чаятынской подзоне Западно-Сихотэалинской СФЗ. Ее выходы в виде широкой (20–25 км) практически непрерывной полосы северо-восточного направления прослеживаются по левобережью р. Амур от долины р. Курга до верховий р. Дидбиран более чем на 140 км. Толща сложена в основном песчаниками с пластами конгломератов в низах разреза и пачками переслаивания песчаников и алевролитов в верхней части. В процессе ГДП-200 она расчленена на две части (подтолщи) [323].

В междуречье Лев. Жорма–Менгуни, наблюдалось, что на пластах алевролитов с прослоями кремнисто-глинистых пород, принадлежащих адаминской свите, залегают [296]: конгломераты крупногалечные (до валунных) с плохо окатанными и плохо сортированными по размеру гальками и линзовидными прослоями песчаников и алевролитов – 70 м; песчаники мелко-крупнозернистые, гравелистые, светло-серые, с линзами мощностью 0,5–1,5 м "мусорных" алевролитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов – около 500 м; песчаники мелко-среднезернистые, буровато-серые, "узорчатые", с единичными маломощными (2–20 см) прослоями алевролитов и линзами гравелитов – 220 м. Всего по этому разрезу, характеризующему нижнюю часть толщи, более 770 м.

Южнее, на водоразделе рек Бол. Эльге и Мал. Эльге, на размытых и дезинтегрированных алевролитах адаминской свиты залегают [295, 323]: конгломераты среднегалечные, состоящие из хорошо окатанных галек песчаников и алевролитов (размером 3–5 см в поперечнике), связанных грубозернистым песчаниковым цементом (до 30 % объёма породы) – 5 м; конгломераты мелкогалечные, состоящие из хорошо окатанных галек (0,5–1,0 см в поперечнике), песчаников и алевролитов (70 %), темно-серых и синевато-серых кремнистых пород (30 %) – 7 м; песчаники среднезернистые со скорлуповатой отдельностью и обильными включениями гравийных обломков алевроли-

тов и кремнистых пород, содержащие редкие линзы и прослои черных массивных алевролитов мощностью 0,2–1,2 м – 35 м; ритмично переслаивающиеся песчаники мелкозернистые (10–15 см) и алевролиты тонкослоистые, плитчатые (30–40 см) – 150 м; песчаники мелко-среднезернистые с включениями обугленных растительных остатков, гравийных обломков алевролитов и кремнистых пород и редкими линзовидными прослоями мелкогалечных конгломератов (3–6 м) и тонкослоистых алевролитов (1–2 м) – более 250 м. Всего по разрезу, характеризующему также нижнюю часть толщи, более 450 м.

Для разреза самых южных выходов нижней части толщи, обнаженной в тектоническом блоке на левобережье р. Амур между устьями рек Хальзанка и Мал. Аты, характерно более широкое распространение псефитовых пород и песчаников с растительным детритом. Изученный здесь разрез имеет следующее строение [Бойко, 1963]: песчаники серые мелко-среднезернистые, постепенно сменяющиеся темно-серыми грубозернистыми разностями с редкими хорошо окатанными гальками кремнистых пород и угловатыми обломками алевролитов, в верхней части – конгломератами с галькой песчаников, черных алевролитов, кремнистых пород, роговиков, интрузивных и эффузивных пород – 17 м; песчаники от мелко- до крупнозернистых с прослоями (до 3 м) гравелитов, мелкогалечных конгломератов и седиментационных брекчий – 76 м; конгломераты мелко- и среднегалечные с хорошо окатанными гальками кремнистых пород, обломками глинистых сланцев, известковистых песчаников и линзами алевролитов – 15 м; переслаивание гравелитов и конгломератов – 15 м; песчаники среднезернистые, темно-серые с прослоями (0,5–1 м) гравелитов и конгломератов – 50 м; песчаники среднезернистые, темно-серые, слоистые и однородные с единичными прослоями (10 см) углистых разностей и растительным детритом – 107 м; песчаники крупнозернистые, переходящие в гравелиты и мелкогалечные конгломераты с гальками песчаников, алевролитов, кремнистых пород и мергелей с остатками ауцеллин и аммонитов – 45 м; песчаники однородные, темно-серые и серые – 15 м; переслаивание песчаников среднезернистых, серых, однородных с буровато-серыми разностями, обогащенными растительным детритом и содержащими прослой (4–10 см) черных углистых песчаников – 40 м; песчаники темно-серые и зеленовато-серые с прослойками углистых песчаников, линзами среднегалечных конгломератов и гравелитов – 6 м; переслаивание песчаников темно-серых, крупнозернистых с гравелитами и конгломератами среднекрупногалечными, содержащими валуны величиной до 0,8 м – 113 м; переслаивание гравелитов и мелкогалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой песчаников, алевролитов и вулканитов кислого состава – 85 м; песчаники разнозернистые, темно-серые – 20 м; ритмичное чередование песчаников известковистых (3–35 см) и алевролитов черных – 30 м. Всего по разрезу 634 м.

Типичный разрез верхней части толщи наблюдался в междуречье Менгунь–Детуха, где на среднезернистых песчаниках залегают [296]: алевролиты мелкоалевролитовые, черные, через 0,5–1,5 м переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками – 30 м; песчаники ритмичнослоистые (мощность ритмов 0,3–0,5 м), от средне- до мелкозернистых, переходящие в алевролиты, с про-

слоями (до 0,3 м) черных алевролитов – 60 м; ритмично, через 0,5–0,8 м переслаивающиеся песчаники мелкозернистые и алевролиты тонкослоистые – 90 м; песчаники средне-крупнозернистые, массивные – 35 м; алевролиты мелко-алевролитовые, черные, плитчатые – 20 м; песчаники ритмичнослоистые, крупно-, средне- и мелкозернистые, с редкими пластами (до 30 м) алевролитов – более 165 м. Всего по разрезу более 400 м.

В верхней части разреза в северо-восточном и юго-западном направлениях от междуречья Менгуни–Детуха возрастает объем алевролитов [323], а в верховьях р. Вантага и на левобережье р. Пильда отмечаются пластовые тела базальтов и туфоалевролитов [296].

Общая мощность толщи оценивается в 1000–1150 м.

Выявленные в верхней части толщи на правобережье среднего течения р. Черемшанная остатки *Inoceramus* sp. cf. *Birostrina concentricus* (Park.), а в верховьях р. Лев. Половинка – *Inoceramus* cf. *Birostrina anglicus* (Wood) E. A. Калинин относит к среднему–позднему альбу. На сопредельной с северо-востока территории, в бассейне р. Бичи, также в верхней части толщи был найден отпечаток раковины *Inoceramus* cf. *concentricus* Park., по заключению Л. Д. Третьяковой, альбского возраста [324]. На основании этих заключений жорминская толща отнесена к альбу.

Горнопротокская свита (K_{1gp}) с размывом и угловым несогласием залегает на пионерской свите в Приамурской подзоне Западно-Сихотэалинской СФЗ. Ее выходы прослеживаются с территории листа М-53 по левобережью р. Амур до долины р. Курга и в междуречье Гур–Холдоми–Окчо. Толща сложена в основном песчаниками с пластами конгломератов, алевролитов, пачками переслаивания песчаников и алевролитов и имеет изменчивый литологический состав как по латерали, так и по вертикали.

В стратотипической местности, в береговых обнажениях Горной протоки (0,5–4 км от западной границы территории листа вверх по течению р. Амур), на пионерской свите залегают следующие слои, явно протягивающиеся в северо-восточном направлении по бортам долины р. Амур и на территорию листа М-54: алевролиты с редкой галькой и прослоями конгломератов и гравелитов с алевролитовым цементом – 20–30 м; конгломераты средне- и мелкогалечные с песчаным или алевролитовым цементом, иногда в ритмичном переслаивании друг с другом, гравелитами и грубозернистыми песчаниками с прослоями (0,1–0,7 м) алевролитов, содержащих гальку, и пачками (до 20 м) ритмичного переслаивания их с мелкозернистыми песчаниками – до 320 м; ритмично переслаивающиеся (через 0,1–3 см, реже 0,1–0,9 м) песчаники и алевролиты (при преобладании первых) с прослоями (2–4 м) и линзами (0,1–0,3 м) конгломератов и гравелитов – 140 м; ритмично переслаивающиеся алевролиты (3–15 мм, реже 5–20 см) и песчаники (1–5 мм, редко 5–15 см) с единичными линзами (до 2 м) кремнистых туффитов – 160 м; ритмично переслаивающиеся средне-, мелкогалечные конгломераты, гравелиты, песчаники от грубо до мелкозернистых, иногда алевролиты при мощности ритмов 0,2–0,6 м – 40–50 м; песчаники разнозернистые (от грубозернистых с включением дресвы алевролитов до мелкозернистых) с линзами гравелитов и конгломератов, пачками (10–30 м) ритмичного переслаивания (через 0,3–20 см) мелкозернистых песчаников и алевролитов, пластами (17–30 м в верхах разреза)

косослоистых алевролитов с линзами туффитов мощностью до 2 м – 180–190 м; средне- и мелкогалечные конгломераты, переслаивающиеся с гравелитами, грубозернистыми песчаниками и редко алевролитами – 30–50 м; переслаивающиеся песчаники (в низах разреза 1–2,5 см, редко до 10 см, в его верхах 3–15 см) и алевролиты (в низах разреза 8–10 см, иногда до 15 см, в его верхах 10–40 см) с единичными линзами базальтов и пластами мощностью 20–30 м мелкогалечных конгломератов – до 270 м; средне- и мелкогалечные конгломераты, гравелиты, туфогравелиты и грубозернистые песчаники – 20–30 м; песчаники, туфопесчаники средне- и мелкозернистые с маломощными прослоями алевролитов и линзами андезитов – 120 м; алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками – 30 м. В породах нижней части разреза часто отмечаются знаки ряби, ходы червей, трещины усыхания, а по всему разрезу – растительный детрит. Всего по разрезу 1340–1400 м.

На значительном удалении от стратотипической местности, в междуречье Гур–Холдоми–Окчо, свита имеет иное строение. Так, в разрезе, изученном по железнодорожным выемкам между станциями Кун и Гурское она, при мощности разреза около 2100 м, на 80–90 % сложена преимущественно слоистыми алевролитами, местами переслаивающимися с аргиллитами. В основании свиты здесь залегает горизонт мощностью до 80 м грубозернистых песчаников, в низах туфогенных, в средней и верхней частях – аркозовых. В разных частях ее разреза отмечаются пачки (60–250 м) переслаивания через 3–20 см мелкозернистых песчаников с алевролитами и слои мощностью до 3 м среднезернистых песчаников [135].

Возраст горнопротокской свиты принят апт–альбским на основании находок остатков *Inoceramus anglicus* Wood в алевролитах из ее разреза на прилегающей с запада территории.

Самохинская свита (K_{1sm}) выделена на Сахалине В.Г. Красновым в 1978 г., развита в Побединской подзоне Западной зоны, в верховьях рек Арково и Рождественка, с востока выходы её ограничены Центрально-Сахалинским разломом, а нижняя часть свиты не обнажена. Сложена кремнистыми алевролитами и туфоалевролитами с прослоями туфов, яшм и тонкозернистых песчаников (более 900 м). В верхней части свиты встречаются пластовые тела палеотипных долеритов и туфобрекчий. В кровле свиты найдены остатки актеонелл и тригоний, широко распространённых в альбских отложениях Сихотэ-Алиня. Л.И. Казинцовой в самохинской свите установлен апт-альбский комплекс радиолярий.

Буюклинская свита (K_{1bk}) выделена на Сахалине И.А. Тепловым в 1963 г., распространена в Побединской подзоне Западной зоны, представлена монотонной толщей (до 830 м) чёрных окремнённых аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов. Альбский возраст определён по находкам зональной формы *Inoceramus anglicus*.

Ранний–поздний мел. Силасинская свита (K_{1-2sl}) выделена в Нижнеамурском звене Восточно-Сихотэ-Алинского ВПП, где она начинается разрез вулканогенно-терригенной нижней молассы. Ее выходы в виде практически непрерывной полосы северо-восточного направления шириной от 10 до 20 км прослеживаются из междуречья Аксян–Горная по правобережью р.

Амур до долины р. Писуйчик и далее по левобережью р. Амур в бассейны нижних течений рек Лимури и Дидбиран до северной границы территории листа. Контакты свиты с подстилающей жорминской толщей, как правило, осложнены разрывами или в коренном залегании не наблюдались. Лишь на левобережье р. Амур выше устья р. Симасы ГСР-50 [249] зафиксированы базальные конгломераты, с размывом и угловым несогласием залегающие на жорминской толще. Основной объем свиты составляют алевролиты, им подчинены песчаники и аргиллиты, редко отмечаются конгломераты, седиментационные брекчии, туфы основного и кислого состава, базальты. В верхних горизонтах практически отсутствуют аргиллиты и более широко распространены песчаники.

Разрез нижней части свиты, наблюдавшийся на левобережье р. Амур между устьями рек Симасы и Мал. Ады, имеет следующее строение [249]: конгломераты средне- и крупногалечные (галька, представленная среднезернистыми песчаниками, гранитоидами и вулканитами, размещена в песчаном цементе с примесью туфогенного материала) с маломощными линзами палеотипных базальтов – 2 м; конгломераты средне- и крупногалечные с гальками средне- и мелкозернистых песчаников, кремнистых пород, роговиков и вулканитов разного состава, размещенных в песчаном цементе – 0,8 м; конгломераты мелкогалечные с алевритовым цементом – 1,5 м; ритмичное чередование (через 25–30 см) песчаников полимиктовых, серых и алевролитов темно-серых, реже туфопесчаников (“узорчатых” песчаников) и углистых песчаников – 25 м; алевролиты слоистые с маломощными прослоями туфопесчаников – 1 м; песчаники полимиктовые, среднезернистые, серые, массивные – 10 м; ритмичное чередование песчаников (30–50 см) и алевролитов (7–50 см) с включениями песчано-известковистых конкреций диаметром до 1,5 м – 475 м; конгломераты среднегалечные – 5 м; ритмичное чередование песчаников и алевролитов с преобладанием алевролитов – 250 м; базальты палеотипные – 1 м. Всего по разрезу более 770 м.

Верхняя часть разреза свиты на левобережье р. Амур мощностью около 390 м представляет собой в основном ритмичное чередование через 3–20 см полимиктовых средне- и мелкозернистых темно-серых песчаников и алевролитов, но при большей мощности в ритмах слоев песчаников [249].

Общая мощность силасинской свиты на левобережье р. Амур более 1150 м.

Северо-восточнее, в бассейне р. Горная, впадающей в р. Амур ниже р. Писуй, разрез нижней части свиты имеет несколько иное строение, обусловленное появлением мощных алевролитовых горизонтов [289]: алевролиты темно-серые, однородные – 100 м; ритмично тонкопереслаивающиеся алевролиты и песчаники с единичными слоями (3–5 м) песчаников – 165 м; алевролиты темно-серые, однородные, реже тонкослоистые – 150 м; переслаивающиеся (через 0,20–0,5 м) песчаники мелкозернистые и алевролиты – 90 м; алевролиты темно-серые, однородные, расланцованные с редкими прослоями мелкозернистых песчаников – 210 м; переслаивающиеся песчаники и алевролиты – 80 м; алевролиты темно-серые, однородные с остатками *Inoceramus virgatus* Schluter, *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* Yabe, *Thracia* sp. indet., pe-

же линзовиднослоистые с редкими прослоями мелкозернистых песчаников – 480 м. Всего по разрезу 1275 м.

Верхняя часть свиты в бассейне р. Горная, как и на левобережье р. Амур, представлена ритмичным чередованием песчаников и алевролитов, но отличается присутствием мощных (до 60 м) пластов мелко-среднезернистых песчаников, которые прослеживаются и в приустьевую часть р. Писуй, где в верхах разреза содержат остатки раковин *Inoceramus cf. pressulus* Zon. [289].

Общая мощность свиты в бассейне р. Горная достигает 2000 м.

Еще северо-восточнее, в бассейне руч. Золотой Ключ (правый приток р. Лимури), на песчаниках, отнесенных к жорминской толще, залегают [323]: аргиллиты и алевролиты неяснослоистые, тонкорассланцованные с редкими маломощными (до 1 см) линзочками мелкозернистых песчаников – около 100 м; алевролиты рассланцованные с многочисленными линзами (0,1–0,5 м) мелкогалечных конгломератов и грубозернистых плохо сортированных песчаников – 70 м; алевролиты мелкоалевритовые и аргиллиты неяснослоистые, тонкорассланцованные – 340 м; алевролиты и аргиллиты тонкослоистые, рассланцованные с редкими линзовидными прослойками (3–8 см) плохо сортированных песчаников с включениями гравия – 140 м. Всего по разрезу 650 м. Подобное строение разреза нижней части свиты сохраняется и в междуречье Лимури–Дидбиран. Лишь эпизодически (бассейн руч. Медвежий и ряд других мест) в ее разрезе отмечаются маломощные (до 1 м) линзовидные прослойки тонкослоистых светло-серых алевро-псаммитовых силицифицированных туфов кислого состава, внешне похожих на кремнистые породы. Подобные породы, диагностированные как кремнистые туффиты [289], наблюдаются в элювиально-делювиальных высыпках среди алевролитов и в районе г. Шелехова.

Верхняя часть силасинской свиты в междуречье Лимури–Дидбиран отличается от нижней большим распространением песчаников, слагающих пачки переслаивания с алевролитами и содержащих маломощные прослойки туфов преимущественно основного состава. В разрезе ее нижних горизонтов в междуречье Ситога–Медвежий залегают следующие слои [323]: песчаники мелкозернистые с частыми тонкими (5–10 см) прослоями тонкослоистых алевролитов – 85 м; алевролиты однородные, неяснослоистые – 20 м; алевролиты с частыми тонкими (5–10 см) прослоями песчаников мелкозернистых, формирующих нечеткие двухкомпонентные ритмы мощностью от 30–40 до 80 см; алевролиты содержат отпечатки раковин *Inoceramus reductus* Perg., *In. ginterensis* Perg. – 120 м; алевролиты мелко- и крупноалевритовые, ритмично переслаивающиеся через 30–50 см, с зеленовато-бурыми алевропсаммитовыми туфами основного состава – 140 м. Всего по разрезу 365 м.

Верхние горизонты свиты, наблюдавшиеся на северном берегу зал. Ситога, характеризуются следующей последовательностью напластования [323]: тонкопереслаивающиеся (через 1–2 см) алевролиты и аргиллиты – 20 м; алевролиты с редкими маломощными (30–50 см) прослоями мелкозернистых песчаников со следами ходов илоедов в подошве песчаниковых слоёв – 30 м; ритмично переслаивающиеся алевролиты (30–70 см) и песчаники мелкозернистые (до 10 см), содержащие желваки мергелей – 40 м; седиментационные брекчии, состоящие из остроугольных обломков песчаников и алевролитов

размером 2–5 см, редко до 0,5 м в поперечнике, связанных псаммоалевритовым заполнителем, в основании с прослоями (3–5 м) туфов основного состава – 75 м; алевролиты тонкослоистые с редкими прослоями мелкозернистых песчаников (до 15 см) и витрокристаллокластических туфов основного состава (0,2–1 м) и с включениями округлых обломков мергелей, содержащих остатки радиолярий *Dictyomitra montisserei* (Squin.), *Holocryptocanium barbui* Dum., *Pseudodictyomitra pentacolaensis* Pess. и др. – 65 м; ритмично чередующиеся алевролиты (0,3–1,0 м) и мелкозернистые песчаники (0,1–0,2 м), содержащие линзовидные прослои витрокластических псефопсаммитовых туфов основного состава (до 0,65 м), седиментационных брекчий (3–5 м) и округлые обломки (до 0,1 м) мергелей – 130 м. Всего по разрезу 360 м.

Общая мощность верхней части свиты в междуречье Лимури–Дидбиран оценивается в 450 м, а свиты в целом – 1100 м.

Среди фаунистических остатков, обнаруженных преимущественно в алевролитах верхней части разреза силасинской свиты в окрестностях зал. Ситога и в бассейне руч. Мал. Долман, В. Н. Верещагин определил *Inoceramus* cf. *concentricus* var. *nipponicus* Nag. et Mat., *In. sp. cf. amakusensis* Nag. et Mat., а Т. Д. Зонова, впоследствии доизучавшая эту коллекцию, переопределила их как *Biristorina tamurai* Nag. et Mat., *Inoceramus pressulus* Zon., *In. cf. prefragilis* Steph. сеноманского возраста. В этих же местонахождениях, а также в нижнем течении руч. Медвежий, в верховьях рек Черемшаная и Мал. Черемшаная, в бассейнах рек Горная, Хальзан, Туганина и Аксян. Е. А. Калинин определены сеноманские и средне–позднесеноманские *Inoceramus (Mutiloides) pictus* Sow., *In. ginterensis* Perg., *In. redunctus* Perg., *In. pennatulus* Perg., *In. tamurai* Nag. et Mat., а также раннесеноманские, не исключая поздний альб, *Inoceramus* aff. *crippsi* Mant., *In. virgatus* Schluter, *Desmoceras (Pseudouhligella) japonicum* Yabe. Учитывая, что нижние горизонты свиты палеонтологически не охарактеризованы, не исключается их позднеальбский возраст, а возраст свиты в целом принимается как поздний альб–сеноман.

Радиолярии, выделенные из шарообразных обособлений мергелей (см. выше), определены С. В. Зябровым как апт–альбские. Вопрос о том, являются ли мергели конкреционными образованиями, или же они слагают ксеногенные включения, пока решения не получил.

М а ч т о в а я т о л щ а (К₁₋₂м^с) впервые выделена в бассейне р. Мачтовая на территории листа М-53, где она, со структурным несогласием налегая на горнопротокскую свиту, представляет собой терригенную нижнюю молассу в западной части Нижнеамурского звена Восточно-Сихотэ-Алинского ВПП (вулcano-плутонического пояса) [Васькин, 2009 г.]. По структурному положению, возрасту и составу толща является аналогом объединенных силасинской и утицкой свит и на территории листа М-54 выделена в междуречье Бимиль–Горная для обеспечения увязки листов Госгеолкарты-1000/3. Она представлена песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами и туфоконгломератами, алевролитами, туфами среднего состава, туффитами, андезитами, аргиллитами.

Разрезы толщи в междуречье Бимиль–Горная не изучались. По данным в бассейне р. Мачтовая, базальный горизонт (80–100 м) представлен туфокон-

гломератами, по простиранию через туфогравелиты сменяющихся, туфопесчаниками или литокластическими туфами среднего состава с потоками андезитов. Выше следуют зеленовато-серые среднезернистые песчаники и туфопесчаники (170–180 м) с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов. На них залегает невыдержанная по простиранию пачка мощностью до 120 м лито- и кристаллокластических туфов среднего состава с потоками андезитов и единичными прослоями мелкозернистых песчаников. Этот разрез наращивают крупногалечные конгломераты с маломощными прослоями песчаников (150–200 м). Выше следует мощная (до 600 м) толща средне- и мелкозернистых песчаников и туфопесчаников с включениями обломков (до 2 см) алевролитов, а в средней части с прослоями алевролитов и аргиллитов. Завершает разрез пачка (300–350 м) алевролитов, в верхах которой алевролиты через 1–5 см переслаиваются с мелкозернистыми песчаниками и содержат прослои среднезернистых разностей последних. К северо-востоку, в междуречье Мачтовая–Бимиль, мощность этой пачки возрастает до 600 м. В ее разрезе появляются слои (до 10 м) алевро-пелитовых туффитов, пачки грубого (через 1–5 м) и тонкого (через 1–20 см, редко до 50 см) переслаивания мелкозернистых песчаников, туфопесчаников и алевролитов, отмечаются также более мощные (иногда до 20 м) слои среднезернистых песчаников.

Мощность мачтовой толщи оценивается в 1600–1800 м.

Для осадочных пород толщи характерны зеленовато-серый цвет, плохая и очень плохая окатанность и сортировка обломочного материала (зачастую, очевидно, туфогенного происхождения), в составе которого кроме алевролитов, песчаников и кремнистых пород, распространены андезиты, туфы среднего состава и риолиты, а также неокатанные кристаллы полевых шпатов и кварца. В цементе постоянно присутствуют пепловые частицы.

Альб-сеноманский возраст толщи базировался на находках остатков *Inoceramus* cf. *amakusensis* Nag. et Mat. на правом берегу р. Амур близ устья р. Туганина. По результатам ГДП-200/2 [Добкин, 2012], слои, содержащие эту фауну, отнесены к утицкой свите.

Петрозувская свита ($K_{1-2}pz$) выделена в основании стратифицированных образований Северо-Сихотэалинского звена Восточно-Сихотэалинского ВПП. Она обнажена на трех небольших (от 7 до 20 км²) площадях в нижнем течении р. Джауса и в междуречье Йоли–Коппи, где несогласно залегает на разных горизонтах дивнинской и свектловоднинской свит и частично перекрыта вулканитами синанчинского комплекса. В составе свиты распространены туфопесчаники, туфоконгломераты, туфогравелиты, песчаники, которым подчинены алевролиты, туфоалевролиты, редко отмечаются туффиты, седиментационные брекчии, андезиты, ксенотуфы.

В разрезе свиты, изученном по элювиально-делювиальным развалам, на правом берегу р. Джауса залегают [380]: туфоконгломераты, туфогравелиты, гравелиты, гравелистые туфопесчаники с редкими прослоями полимиктовых песчаников, алевролитов, седиментационных брекчий и туффитов – 150 м; песчаники полимиктовые и туфопесчаники крупнозернистые, неравномернозернистые, иногда гравелистые, зеленовато-серые, массивные, слабо диагенезированные – 50 м; переслаивающиеся полимиктовые песчаники (преобладают) и туфопесчаники массивные, среднезернистые, иногда гравелистые,

неравномернозернистые, серого или светло-серого цвета с зеленоватым оттенком, алевролиты и туфоалевролиты песчанистые, серые, светло-серые, пепельно-серые, реже туффиты – 200 м; туфопесчаники грубозернистые до гравелистых, реже мелкозернистые, туфоалевролиты, туффиты и ксенотуфы – 70 м; туфопесчаники гравелистые, туфогравелиты и туфоконгломераты с обуглившимися растительными остатками – около 50 м. Всего по разрезу 520 м. В средней части разреза отмечаются андезиты, слагающие маломощные невыдержанные по простиранию прослои.

На водоразделе рек Иоли и Коппи туфогенные разности пород в составе свиты имеют не столь широкое распространение. Здесь в основании разреза залегает довольно мощный (80–110 м) горизонт конгломератов, который иногда подстилается пластом (до 20 м) своеобразных зеленовано-серых песчанистых алевролитов с включениями хорошо окатанных гравия и гальки песчаников. Конгломераты представлены преимущественно мелкогалечными и гравелистыми разностями с песчаным заполнителем и хорошо окатанным обломочным материалом. К кровле горизонта они переходят в гравелиты и крупнозернистые гравелистые песчаники, а в базальной части имеют алевроитовый цемент и содержат остроугольные обломки песчаников и алевролитов. На конгломератах залегает мощная (275–345 м) пачка, сложенная преимущественно вулканомиктовыми песчаниками: среднезернистыми с прослоями алевролитов (более 1 м) – внизу, мелко-среднезернистыми однородными – вверху. В средней части пачка содержит невыдержанные по простиранию пласты песчанистых и глинистых алевролитов, туфов среднего и кислого состава, риолитов и гравелитов мощностью от 15 до 50 м. Вышележащий разрез (более 370 м) принадлежит неоднородным крупнозернистым и гравелистым вулканомиктовым песчаникам, иногда переходящих в гравелиты и мелкогалечные конгломераты. С последними в верхах разреза ассоциируют седиментационные брекчии. Завершается разрез свиты пластом (более 65 м) мелкозернистых песчаников с прослоями (до 5 м) глинистых и песчанистых алевролитов. Мощность свиты в междуречье Иоли–Коппи оценивается в 800–910 м [Дымович, 1998 г. ф].

Общими отличительными особенностями пород, слагающих свиту, являются: внешний облик – грязно-зеленый, зеленовато-серый, зеленовато-бурый или коричневатобурый цвет, слабая степень цементации, плохая окатанность псаммитового обломочного материала, значительная часть которого (около 10 %) представлена андезитами, постоянное присутствие того или иного количества пеплового материала.

Рассмотренные образования с угловым несогласием залегают на альбских геосинклинальных отложениях и перекрыты сеноманскими вулканитами, что и отределяет их альб–сеноманский возраст, соответствующий, согласно ДВСЛ-1000/3 [2009 г], аналогичной по составу петрозуевской свите.

П о б е д и н с к а я с в и т а ($K_{1-2} pb$) выделена на Сахалине Л. М. Саяпиной в 1959 году на р. Побединка в Побединской подзоне Западной зоны. В большинстве районов делится на три части: нижнюю (около 800 м) – преимущественно песчаниковую с преобладанием вулканомиктовых песчаников; среднюю (500–800 м) – флишоидную с участием туфов и верхнюю (300–800 м), состоящую из грубого переслаивания туфопесчаников и алевролитов с пла-

стами и линзами конгломератов. Залегает согласно на самохинской и буюклинской свитах. Резко меняющаяся мощность свиты колеблется в пределах 1500-2000 м. Из верхней подсвиты известны находки зональных сеноманских форм *Turrilites costatus* и *Inoceramus nipponicus*.

Хойская свита ($K_{1-2}hs$) выделена на Сахалине В. П. Клюевым и Ю. М. Ковтуновичем в 1960 г., распространена только в пределах Набильско-Пиленгской подзоны, на большей части южного окончания Набильского и в Центральном хребте, от бассейна р. Тымь на севере до р. Пиленга на юге и от верховий руч. Каскадный до бассейна р. Рукутама.

На большей части территории взаимоотношения с нижележащими образованиями остринской свиты тектонические. В бассейнах рек Острая, Лесная, Венгери установлена согласная стратиграфическая граница. Проводится она по подошве пачки турбидитовых граувакковых песчаников с гравитационной слоистостью. В восточной и юго-западной частях свита отделена от образований верхнего мела и мел-палеогенового верхнелангерийского метаморфического комплекса разломами.

Свита объединяет мощную толщу терригенных и кремнисто-терригенных образований с горизонтами олистостром. Состав выдержан по латерали: это преимущественно граувакковые песчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые алевролиты, прослой и линзы песчаников, метаалевролиты, метапесчаники, туфоалевролиты. В составе олистостром в алевролитовом матриксе присутствуют обломки, линзы, глыбы и блоки долеритов, метабазальтов, яшм, известняков, туфосилицитов, гиалокластитов и туфов (более 2000 м).

Поля выходов свиты разбиты многочисленными тектоническими нарушениями типа сбросов и взбросов на ряд блоков.

Наиболее полно структурно-вещественная характеристика пород изучена в опорном разрезе в бассейне р. Пиленга, вдоль автодороги Первомайск – Пограничное, где наблюдается переслаивание пачек (до 310 м) песчаников массивных, граувакковых, мелко-среднезернистых, с пачками (до 200 м) мелкощебенчатых, раскливажированных алевролитов и туфоаргиллитов, пакетов (до 380 м) глинистых туфоалевролитов массивных и сланцеватых, с прослоями (до 1 м) глинистых яшмоидов и линзочками зелёных кремней с остатками альб-сеноманских радиолярий и пачек (до 200 м) тонкослоистых, плитчатых аргиллитов, содержащих мелкие обломки песчаников, зелёных яшм и подчинённые прослой алевролитов, кремнисто-глинистых алевролитов.

Сопоставимую с опорным разрезом (автодорога Первомайск – Пограничное) мощность (около 2000 м) имеет не полный разрез свиты в линейном грабенообразном тектоническом блоке среднего течения р. Мал. Лангери. Свита представлена чередованием пачек (100-400 м) флишоидного и неравномерно переслаивания песчаников и алевролитов с пачками (30-100 м) линзовидно-сланцеватых алевролитов и аргиллитов, с редкими прослоями кремнисто-глинистых алевропелитов.

В целом, для изученных разрезов свиты характерен спокойный в тектоническом плане режим седиментации. В бассейнах верхних течений рек Якубовского, Лонгари, Спокойная, Красная, нижнего течения р. Громова в составе свиты преобладают алевролиты, алевропелиты, песчаники, в различной

степени раскливажированные вблизи зон нарушений. Горизонты олистостром практически отсутствуют.

В междуречье Оленья – Ивашка – Витница в разрезе свиты вскрывается мелкоглыбовый олистостром, расчлененный зонами терригенного полимиктового меланжа на серию пластин мощностью от 50 до 300 м. В олистостромах (до 10-20 м.) преобладают метабазалты, долериты с фрагментами яшмовых и туфотерригенных разрезов с глыбами известняков. Крайне редко отмечаются крупные фрагменты вулканогенно-кремнистых разрезов (до 70-100 м), запечатанные в алевропсаммитовом матриксе. Контакты с матриксом четкие, неровные, с отчетливым обтеканием выступов алевропелитами. Устанавливается отчетливая дискордантность внутренней структуры олистолитов и вмещающих толщ. Матрикс представлен туфоалевролитами с будинами граувакковых кварц-полевошпатово-яшмовых песчаников, гравелитов, конгломерато-брекчий, яшмоидов.

Основной объем свиты занимают песчаники разнозернистые, массивные и неясно слоистые. По петрографическому составу [295] относятся к группе граувакк и представлены собственно граувакками, кварц-полевошпатовыми и полевошпат-кварцевыми граувакками.

Ранне – позднемеловой возраст принят на основании многочисленных находок радиолярий (определения С.В. Зябрева и Л.И. Казинцовой): *Holoptocanium barbu* Dumitrica, *Amphypindax stocki* (Camp. et Cl.), *Crolanium triangulare* (Aliev), *Dictyomitra montisserei* (Sguinabol), *Stichomitra communis* (Sguinabol), *Gongylothorax oblonga* Vao и др.

Поздний мел. Утицкая свита (K_{2ut}) наращивает разрез нижней молассы в восточной части Нижнеамурского звена вулканоплутонического пояса, по данным ГДП-200 [Кайдалов, 2007], согласно залегающая на силасинской свите. Она пользуется ограниченным распространением на разобщенных участках по правому и левому берегу р. Амур – в бассейнах нижних течений рек Аксян, Туганина и Хальзан, ручьев Майкан, Дай, Карги и р. Писуйчик, впадающих в р. Амур выше устья р. Саласу, в приустьевых частях рек Ситога, Долман и руч. Медвежий. Свита характеризуется пестрым составом слагающих ее пород – песчаники и туфопесчаники, гравелиты, конгломераты и седиментационные брекчии, алевролиты, туфоалевролиты и аргиллиты, нередко углистые, лавы и туфы основного и среднего состава. Ее частные разрезы, изученные на разных участках, плохо коррелируются между собой.

Так, на левом берегу р. Аксян в низах разреза мощностью 915 м залегают два мощных (150–180 м) пласта серых и зеленовато-серых среднезернистых песчаников с редкими включениями обломков и прослоями (до 0,5 м) алевролитов, разделенные пластом серых алевролитов мощностью 35 м. Выше по разрезу мощность пластов песчаников редко превышает 40 м и они чередуются с менее мощными (10–30 м) пластами темно-серых с коричневатым оттенком алевролитов [489].

Восточнее, на правом берегу р. Туганина, в разрезе предположительно средней части свиты залегают [198]: песчаники мелкозернистые, темно-серые с прослоями алевролитов темно-серых со скорлуповатой отдельностью и остатками иноцерамов плохой сохранности – 8 м; алевролиты серые с тонкими прослоями песчаников мелкозернистых, содержащих остатки раковин

иноцерамов – 4 м; тонкое (3–5 см) чередование мелкозернистых песчаников и углистых алевролитов – 20 м; песчаники мелкозернистые, серые с обугленным растительным детритом и редкими прослойками темно-серых алевролитов – 6 м; тонкое чередование песчаников (3–5 см) и углистых алевролитов (1 см) – 5 м; алевролиты зеленовато-серые с прослоями мелко- и среднезернистых песчаников – 30 м; алевролиты зеленовато-серые с известковистыми конкрециями, содержащими обломки раковин иноцерамов – 125 м; песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые – 20 м; андезиты зеленовато-серые – 2,5 м; песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые – 13 м; конгломераты мелкогалечные с обломками раковин иноцерамов в заполнителе – 5 м; туфопесчаники "узорчатые", зеленовато-серые, иногда с крошкой алевролитов, прослоями (20–30 см) углистых песчаников, переполненных углефицированными растительными остатками – 100 м; алевролиты черные, видимо, углистые – 5 м; песчаники среднезернистые, серые с остроугольной крошкой алевролитов – 5 м. Всего по разрезу 348,5 м.

Общая мощность свиты в бассейнах рек Аксян и Туганина составляет более 1250 м и является максимальной в районе.

На правом берегу р. Амур от долины р. Писуйчик до долины р. Саласу в составе свиты широко распространены конгломераты, а разрез, наблюдавшийся в приустьевой части р. Писуйчик, имеет следующее строение [489, 392А]: алевролиты темно-серые до черных – 150 м; конгломераты мелко- и среднегалечные с хорошо окатанными гальками вулканитов и кремнистых пород – 100 м; песчаники среднезернистые, серые – 80 м; арсиллиты и алевролиты с примесью углистого вещества – 100 м; песчаники мелко- и среднезернистые, серые – 30 м; конгломераты мелко- и среднегалечные – 80 м; андезиты и туфы среднего состава темно-серые – 60 м; конгломераты мелко- и среднегалечные с линзами и пластами разнозернистых песчаников, пластовыми телами андезитов и туфов среднего состава – более 450 м. Всего по разрезу 1050 м.

Существенно иное строение свита имеет ниже по течению р. Амур в самых северо-восточных ее выходах, где преобладают туфогенно-осадочные породы. В разрезе на левобережье р. Амур между устьями р. Ситога и руч. Медвежий на алевролитах силасинской свиты залегают [323]: туфы основного состава литовитрокластические, псефито-лапилиевые, светлой зеленовато-серой окраски, состоящие из округлых, реже остроугольных обломков базальтоидов размером до 3–5 см, связанных пепловой алевро-псаммитовой массой, в верхней части с линзочками (3–10 см) чёрных туфоалевролитов – 30 м; туфоалевролиты чёрные, "мусорные" (с обильными включениями псаммитовых и псефитовых обломков кварца и полевых шпатов) – 1,5 м; туфопесчаники неравнозернистые, рыжевато-бурые с обильными (около 30 %) включениями угловатых и уплощённых обломков алевролитов и песчаников размером до 0,5 см, ориентированных согласно слоистости – 3,5 м; конглобрекции мелкообломочные, состоящие из угловатых (преобладают) и хорошо окатанных обломков алевролитов и песчаников, реже вулканитов основного состава размером до 1,5 см, погружённых в базальную псаммоалевролитовую массу, в которой отчётливо выделяются обломки кристаллов белых полевых шпатов – 15 м; конгломераты с хорошо окатанными гальками

размером от 5 до 15 см алевролитов, реже мелкозернистых песчаников, зеленовато-коричневых андезитов, тонкослоистых синевато-серых кремнистых пород и песчаниковым неравномернозернистым заполнителем – 25 м; чередующиеся линзовидные слои (средние размеры линз 1–2 x 3–5 м) конгломератов мелкогалечных с песчаниковой или алевролитовой связующей массой (в разных слоях конгломератов) и алевролитов "мусорных", содержащих включения мелких галек и псаммитовых обломков – 30 м; конгломераты разногалечные до валунных с хорошо окатанными крупными гальками и валунами (размером до 70 см), представленными исключительно песчаниками, и мелкими гальками и гравием, представленными песчаниками, алевролитами, коричневыми крупновкрапленниковыми андезитами и синевато-серыми кремнистыми породами, погруженными в гравийно-псаммитовый заполнитель – 5 м; алевролиты скорлуповатые с включениями псаммитовых обломков белых полевых шпатов – 2 м; конгломераты мелкогалечные с хорошо окатанными гальками размером 1–2 см песчаников, реже алевролитов, светло-серых и чёрных кремнистых пород, зелёных хлоритизированных туфов в алевролитовом заполнителе – 1,5 м; алевролиты чёрные, скорлуповатые и песчаники слюдястые, мелкозернистые, буровато-серые, переслаивающиеся через 0,3–0,5 м – 7 м; конгломераты среднегалечные (преобладают), крупногалечные-валунные и мелкогалечные, линзовидно переслаивающиеся через 3–5 м с песчаниками мелко- и среднезернистыми, алевролитами скорлуповатыми, "мусорными" – около 100 м; седиментационные брекчии, состоящие из мелких (до 1 см) остроугольных обломков алевролитов, реже мелкозернистых песчаников в алевролитовом заполнителе и имеющие неровный (с выступами и западинами глубиной до 1,5 м) контакт с нижележащим слоем – 4 м; песчаники мелкозернистые, массивные, коричневатого-серые с частыми (через 0,5–1 м) прослоями (5–10 см) черных алевролитов – 90 м; песчаники мелкозернистые, тонкослоистые (за счет линзовидных прослоев алевролитов мощностью не более 2–4 мм через 1–2 см), коричневатого-серые, на границах прослоев с многочисленными ходами илюэдов и углефицированным растительным детритом – 70 м; песчаники мелкозернистые, массивные, плохо сортированные, участками косослоистые, с включениями тонкого углефицированного растительного детрита и линзовидными прослоями тонкослоистых алевролитов (до 0,5 м), реже вулканитов среднего состава (0,5–2,5 м) – 190 м; андезиты и андезибазальты с прослоями мелкообломочных туфов, в верхах пласта с линзочками туфоалевролитов – 60–120 м; алевролиты "мусорные", плохо сортированные с включениями гравийных обломков кварца, светлоокрашенных вулканитов, с прослоями туфоалевролитов и линзами (3–5 м) седиментационных брекчий – более 50 м. Всего по разрезу около 730 м.

Возраст утицкой свиты по находкам в стратотипической местности (бассейн р. Утица – левый приток р. Амур) в низах разреза остатков *Inoceramus* cf. *nipponicus* Nag. et Mat. и стратиграфическому положению между силасинской и больбинской свитами определен в Решениях IV ДВ РМСС [1994 г.] как сеноманский. Этому возрасту свиты на территории листа М-54 не противоречат находки растительных остатков *Cladophlebis acuta* (Font.) Kryst., *Cl. borealis* (Heer) Kryst., *Cl. frigida* (Heer) Sew., *Cl. aff. arctica* Heer, *Asplenium* aff. *dicksonianum* Heer, *Gleichenia zippei* (Corda) Heer в бассейне руч. Какчу, *Sequoia*

concinna Heer и *Cupressinocladus cretaceus* (Heer) Sew. в устье р. Шелехова, остатков фауны *Inoceramus sichotealinensis* Zon. и *I. sp. indet.* в районе устья р. Туганина и *Eogunnarites sp.*, *Puzosia cf. lata* Seitz в нижнем течении р. Туганина [289].

Большинский комплекс андезитовый выделен в Нижнеамурском звене вулcano-плутонического пояса, где представлен покровными и субвулканическими фациями.

Большинская свита (K_2bl) наращивает разрез молассы на правобережье р. Амур и на Окчо-Уктурском междуречье. Единственным исключением из такой структурной позиции являются её выходы на правобережье р. Саласу, где она вместе с перекрывающей её татаркинской свитой выведена на земную поверхность из-под палеогеновых вулканитов в виде линейного тектонического блока северо-восточного направления. Сложена свита андезитами и андезибазальтами, их лавобрекчиями и туфами, иногда туфопесчаниками и туфоконгломератами в основании. Её строение в процессе геологической съёмки масштаба 1:50 000 [392A] изучалось во многих местах. В результате этих работ было установлено, что состав и мощность свиты в различных участках площади её распространения подвержены существенным изменениям.

Так, на лево- и правобережье р. Ларгасу-1^{ан} большинская свита представлена разрезами двух типов. На левом борту по горной линии наблюдались: туфы андезитов псаммитовые зеленовато-серые – более 70 м; туфы андезитов алевропсаммитовые зеленовато-серые – 40 м; туфы андезитов псаммитовые темно-зеленые – 150 м; туфы андезитов мелкопсефитовые зеленовато-серые 100 м; андезиты серовато-зеленые мелкопорфировые 50 м. Всего по разрезу более 410 м.

На правобережье р. Ларгасу-1^{ан} строение свиты существенно иное [Нелюбов, 1990 г.]: андезибазальты темно-серые мелкокрапленниковые – 70 м; туфы андезибазальтов псефопсаммитовые зеленовато-серые – более 40 м; андезиты зеленовато-серые порфировые – 20 м; туфы андезитов псаммитовые темно-зеленые – 30 м; андезиты зеленовато-серые мелкопорфировые с линзами туфов андезитов псефопсаммитовых, реже алевритовых – 20 м; лавобрекчии андезитов мелкообломочные – 20 м; туфы андезитов желтовато-зеленые мелкопсефитовые – 20 м. Всего по разрезу более 220 м.

Предположительно верхняя часть большинской свиты изучена по линии разреза на правобережье руч. Быстрый: туфы андезитов псефопсаммитовые темно-серые – 30 м; андезиты зеленовато-серые редкопорфировые – 20 м; лавобрекчии андезитов мелкообломочные зеленовато-серые – 100 м; андезиты миндалекаменные зеленовато-серые – 90 м; лавобрекчии андезитов мелкообломочные зеленовато-серые – 30 м; андезибазальты зеленовато-серые мелкопорфировые с линзами туфов андезитов псаммитовых и туфоалевролитов – 50 м. Всего по разрезу 320 м.

Существенно андезитовый состав свиты установлен на левобережье р. Шелехова [392A]. Здесь в основании свиты залегают лавобрекчии андезитов, выше которых следует пачка переслаивания лав и туфов андезитового состава. Общая мощность разреза составляет около 300 м.

Наиболее основные вулканыты в составе свиты – андезибазальты и их туфы – наблюдаются на севере вулканогена, на правом берегу р. Амур. Здесь они тесно сопряжены пространственно с выходами утицкой свиты, в верхах которой присутствуют вулканыты, близкие по составу таковым большинской свиты. В такой ситуации в условиях плохой обнаженности бывает трудно определить границу между ними. Помимо залегания на утицкой свите, в ряде мест, как например, в междуречье Окчо–Уктур, отмечается налегание большинской свиты на более древние отложения уктурской и ларгасинской свит с угловым и азимутальным несогласиями. Вообще же, по вопросу взаимоотношения большинской свиты с подстилающими морскими отложениями имеется несколько точек зрения. Одни исследователи считают, что вулканыты большинской свиты последовательно наращивают морские молассоидные отложения (утицкая и удоминская свиты) и являются как бы связующим звеном между складчатым и активизационным комплексами. Другие, полагая, что морское осадконакопление в Тумнинской подзоне заканчивается в альбе, считают, что они слагают наложенный вулканический прогиб с временным разрывом в сеномане [198].

На аэрофотоснимках площадь распространения большинской свиты уверенно не дешифрируется. Ею сложены участки низкогорного холмистого рельефа с зернистым фотоизображением и серым фототонном. В магнитном поле она характеризуется локальными аномалиями различной интенсивности. Из них наиболее чётко выраженной является линейно-вытянутая в северо-восточном направлении аномалия на правом берегу р. Амур интенсивностью до 400 нТл. Концентрации радиоактивных элементов составляют: калия – 1-2,5 %, урана – $2-4 \times 10^{-4}$ %, тория – $3-6 \times 10^{-4}$ %. Другие характеристики свиты будут приведены после описания субвулканических образований.

Субвулканические образования – андезиты, кластолавы андезитов (αK_2bl), андезибазальты ($\alpha\beta K_2bl$), коррелируемые с большинской свитой, выявлены преимущественно в приамурской полосе её распространения, где они слагают мелкие штоки, некки и дайки. Два некка, сложенные кластолавами андезитов, закартированы на правом берегу руч. Саласукан и в нижнем течении р. Карги. Форма их в плане изометричная, площадь выходов не превышает 1,0 км². Вмещающими являются андезиты покровной фации или терригенные породы силасинской и утицкой свит. Приконтактных изменений в породах не отмечалось. В разрезе некки предположительно имеют трубообразную форму с близвертикальным падением контактов.

Дайки андезитов и андезибазальтов распространены в пределах покровов или поблизости от них. Простираются их северо-восточное или северо-западное, редко субширотное. В коренном залегании они изучались в канавах и в береговых обнажениях р. Амур. Они всюду чётко фиксируются наземной магнитометрией повышенными до 850 нТл значениями магнитного поля. Мощность их колеблется от 1 до 20 и более метров. Углы падения крутые (50–60°) или даже вертикальные. Вмещающими служат вулканыты покровной фации или осадочные породы удоминской свиты. У контакта с дайками в них отмечается повышенная трещиноватость, иногда тектоническое дробление пород. В некоторых дайках в зоне эндоконтакта присутствуют включения вмещающих пород.

Андезиты и андезибазальты покровной и субвулканической фаций различаются только формой залегания; внешне они представляют собой зеленовато-серые, реже темно-серые и темно-зеленые массивные породы. Под микроскопом в них обнаруживаются порфиристая, гломеро- или сериально-порфиристая структуры. Вкрапленники в субвулканических породах составляют 45–65 % объема породы, в покровной фации их количество не превышает 25 %. Представлены они плагиоклазом, моноклинным, реже ромбическим пироксенами. В андезибазальтах присутствует дополнительно оливин. Основная масса интерсертальная, микрозернистая, пилотакситовая. Аксессуары – магнетит, апатит. Породы нередко подвержены пропилитизации с образованием вторичных альбита, хлорита, кальцита, актинолита.

Лавобрекчии андезитов и андезибазальтов состоят из обломков андезитов и андезибазальтов, сцементированных лавой того же состава. Форма обломков, занимающих 10–15 % объема породы, обычно угловатая, размер их не превышает 1,5 см.

Кластолавы отличаются от лавобрекчий различным составом цемента и обломков. Они характерны для субвулканических образований, в которых много обломков осадочных пород, подстилающих вулканиты больбинской свиты.

Туфы андезитов и андезибазальтов – псаммитовые и псефитовые, по составу кристаллолитокластические, литокластические. Цементом служит тонкообломочная масса, нередко нацело замещенная вторичными минералами – альбитом, хлоритом, глинистыми минералами.

Петрохимическая характеристика пород больбинского комплекса в некоторой степени зависит от степени вторичных изменений. Содержание кремнекислоты в них колеблется в пределах 53,8–61,8 %, щелочей 4,64–6,17 %. Они в основном принадлежат калиево-натриевому типу и лишь по данным единичных анализов – калиевому. Все породы преимущественно высокоглиноземистые, и принадлежат известково-щелочной серии. Средняя величина индекса Ритмана составляет для андезитов и андезибазальтов покровной фации 2,16, для субвулканических андезитов – 2,28, щелочность пород несколько увеличивается от покровных фаций к субвулканическим.

Геохимические характеристики пород покровной и субвулканической фаций близки. Для них характерны содержания цинка, кобальта, циркония, марганца, галлия, свинца, ванадия и магния близкие кларковым, выше кларков (в 2–4 раза) содержания меди, скандия. Субвулканические андезиты отличаются от покровных повышенными в 12 раз содержаниями бериллия, в 6 раз – кальция, в 3–4 раза иттербия, бария и стронция.

Возраст больбинского комплекса, несмотря на сборы и определения флоры в стратотипе на мысе Больбинском [198], точно не определен. С учетом геологических взаимоотношений с сеноманской утицкой свитой, в ДВ СЛ-1000/3 (2009 г.) он принят сеноман–туронским. Радиологический возраст андезитов, определенный калий-аргоновым методом, колеблется в пределах 66–77 млн лет. Отпечатки флоры, собранные М.К. Дьячковым в 1983 г. на мысе Больбинском, среди которых присутствуют *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Sequoia* sp., *Viburnum asperum* Neub., характеризуют, по мнению М. М. Кошман, сеноман.

Синанчинский комплекс андезитовый выделен в Северо-Сихотэалинском звене восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, где представлен покровными и субвулканическими фациями.

Синанчинская свита (K_2sn) представлена серией почти горизонтально залегающих вулканических покровов, прослеживающихся в северо-восточном направлении от г. Яко в истоки р. Сакай-Бапу. Эти покровы слагает наиболее возвышенные участки рельефа и принадлежат, по существу, к единой расчлененной эрозией Бута-Аньюйской вулканической постройке сформировавшейся вдоль системы одноименных региональных разломов. Небольшие покровы средних по составу эффузивов известны также в западной части Мопанской вулканической постройки, на левобережье р. Иггу и в бассейне р. Буленей.

Покровы сложены чередующимися потоками андезидацитов, дацитов и андезитов, содержащих прослойки кристаллокластических псаммитовых туфов. Граничные поверхности потоков из-за близости их состава плохо различимы и картируются с трудом. На Бута-Коппинском водоразделе строение покрова изучено по линии канав [411]. На уктурской свите здесь несогласно залегают: туфы дацитов псефопсаммитовые литокристаллокластические – 35 м; дациты роговообманково-плагиоклазовые и роговообманково-биотит-плагиоклазовые – 160 м; андезидациты биотит-роговообманково-плагиоклазовые – 75 м; андезито-дациты плагиоклазовые с линзами туфов – 65 м; андезиты роговообманково-пироксен-плагиоклазовые – более 45 м. Общая мощность более 380 м.

В юго-западной части Бута-Аньюйской постройки покров имеет несколько иное строение [250]: андезиты пироксен-плагиоклазовые – 60–300 м; дациты роговообманково-плагиоклазовые – 150 м; дациты роговообманково-биотит-плагиоклазовые – 60 м; андезито-дациты роговообманково-плагиоклазовые – 20 м; ксенолавобрекчии дацитов – 20 м; дациты биотит-плагиоклазовые – 20 м; ксенолавобрекчии дацитов – 10 м. Общая мощность разреза 340–580 м.

Многочисленные химические анализы показывают, что типичные андезиты в составе толщи почти отсутствуют и преобладающими являются андезито-дациты и дациты. Для них свойственны однородные серые с зеленоватым оттенком, реже темно-серые тона окраски, выдерживающиеся на больших площадях, и массивная макротекстура. Чрезвычайно характерно большое количество (в %) - до 80% порфировых выделений андезина N 35-45 (30-55), роговой обманки - 10-25, пироксена - 0-7, биотита - 0-10, редко кварца, что обуславливает внешнее сходство пород с интрузивными или с кристаллокластическими игнимбритами. Вкрапленники (1-3 мм) часто раздроблены. Основная масса гиалопилитовая до криптокристаллической фельзитовой. Во вкрапленниках дацитов отмечается (в %) плагиоклаз N 25-40 - 25-70, биотит - 0,5-10, роговая обманка - от 0-3 до 15, кварц - от 1-2 до 5, единичные кристаллы калиевого полевого шпата и псевдоморфозы по пироксену. Основная масса фельзитовая до гиалиновой с отчетливой микрофлюидальной текстурой, иногда сферолитовая. Акцессорные минералы: апатит, анатаз, гранат, циркон, монацит. Вторичные минералы, представленные хлоритом, эпидотом, карбонатом, серицитом, развиваются преимущественно по вкрапленникам, особенно по пироксену и роговой обманке. Для эффузивов свойственно постоянное

присутствие (1-2%) угловатых обломков алевролитов, песчаников и вулканического стекла. Количество их в ксенолавобрекчиях достигает 30%. Андезит-дациты и андезиты характеризуется повышенной щелочностью, что сближает их с кварцевыми дацитами и трахиандезитами.

Максимальная мощность покровов (580 м) отмечается в районе г. Хребтовой и несколько юго-западнее ее.

Субвулканические образования – дациандезиты, андезиты, дациты ($\zeta\alpha K_2Sn$) слагают многочисленные, в основном не выражающиеся в масштабе карты штоки, лакколитообразные, трещинные и пластовые тела, дайки, сопровождающие выходы синанчинской свиты. Наиболее крупные (от 6 км²) тела сосредоточены в районе г. Хребтовой, где они локализованы в покровных фациях синанчинского комплекса.

Радиологический возраст рассмотренных вулканитов, определенный калий-аргоновым методом, равен 85,82 и 74 млн лет. В аналогичной по составу толще несколько севернее описываемого района [412] обнаружены отпечатки *Cephalotaxopsis heterophylla* Hollick. (опред. М. М. Кошман), что сближает средние вулканиты района с сенонскими эффузивами, залегающими в основании ольгинской серии Приморья.

Омельдинский комплекс андезитовый выделен в Эвурском ареале Восточно-Буреинского ВПП и представлен покровными и субвулканическими фациями в составе Лимурчанской и Верхнебокторской ВТС.

Омельдинская толща (K_2O) представлена фрагментами вулканических покровов, залегающих с резким угловым несогласием на триасово-юрских осадочных отложениях Бокторской подзоны на водоразделах рек Лимурчан и Бол. Лимурчан и в верховьях р. Боктор. Сложена она андезитами, их лавобрекчиями, туфами среднего состава, туффитами, туфопесчанками, туфоалевролитами и туфоконгломератами.

В разрезе толщи на правобережье р. Лимурчан на коре выветривания дислоцированных отложений ульбинской свиты с наклоном на запад под углом 20–30° на высоте 20–25 м над уровнем моря выделены массивные и миндалекаменные – 10 м; туфопесчаники с прослоями (10–20 см) туфоалевролитов – 220 м; андезиты темно-серые порфировые – 190 м; лавобрекчии андезитов – 60 м; андезиты темно-серые порфировые – 80 м. Всего по разрезу 580 м.

По другим пересечениям на правобережье р. Лимурчан в основании толщи наблюдаются туфы среднего состава, псаммитовые туффиты, туфоконгломераты, состоящие из плохо окатанных галек песчаников, алевролитов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород, андезибазальтов, андезитов различного размера и песчано-гравийного заполнителя с примесью пирокластики, образующие постепенные взаимопереходы в туфопесчаники.

В истоках р. Боктор толща представлена небольшой краевой частью покрова андезитов мощностью до 100 м, основное поле которого расположено за западной границей территории листа. В основании толщи здесь залегает 40-метровый горизонт лавобрекчий андезитов.

Вкрапленники (10–20 % объема порода) в андезитах представлены плагиоклазом (от андезина до лабрадора), пироксеном, изредка биотитом, роговой обманкой и кварцем, размещенных в пилотакситовой основной массе. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, реже ортит. Лавобрекчии ан-

дезитов состоят из обломков андезитов размером до 7–10 см, сцементированных стекловатой андезитовой лавой. По составу обломки и связующая масса близки вышеописанным андезитам. Туфы андезитов представлены кристаллолитокластическими псаммитовыми и псефитовыми разновидностями. В составе пирокластов распространены андезиты, реже отмечаются дациты, осадочные породы, плагиоклаз, кварц, пироксен и роговая обманка.

По петрохимическим показателям андезиты принадлежат к нормальному и умеренно щелочному рядам с калиево-натриевым типом щелочности. По соотношению извести и щелочей, они относятся к известково-щелочной серии. По содержанию кремнезема выделяются обычные ($\text{SiO}_2 - 57\%$) и лейкократовые ($\text{SiO}_2 - 62-63\%$) их разновидности [323].

Субвулканические образования – андезиты ($\alpha\text{K}_2\text{O}$) слагают два удлиненных в субмеридиональном направлении тела площадью 5–6 км² в составе Лимурчанской ВТС и серию даек во вмещающих осадочных отложениях складчатого основания. Основной объем тел представлен массивными однородными андезитами, аналогичными по составу покровным фациям, но отличающимися гломеропорфировой структурой при более высоком количестве (30–35% объема породы) вкрапленников, размещенных как в пилотакситовой, так и в интерсертальной, криптозернистой или микропойкилитовой основной массе. Некоторые разности, близкие к трахиандезитам, отличаются повышенной (более 6 %) щелочностью. В краевых частях тел иногда отмечаются оторочки шириной в первые десятки метров, сложенные взрывными брекчиями андезитов [295].

Дайки андезитов, иногда с оторочками взрывных брекчий, распространены неравномерно в окрестностях Лимурчанской ВТС. Ориентировка их различная, чаще северо-восточная, совпадающая с генеральным простиранием разрывных и складчатых структур вмещающих отложений. Мощность их редко превышает первые десятки метров. Углы падения даек крутые, в пределах 60–80 °.

Несмотря на пропилитовые изменения вулканитов как покровной, так и субвулканической фаций, выраженные в новообразованиях хлорита, серицита, карбоната, эпидота, проявлений полезных ископаемых, достоверно связанных с омельдинским комплексом не установлено.

Позднемеловой (сеноманский?) возраст омельдинского комплекса определяется находками в верхах разреза толщи в Харпийской ВТС, прилегающей к западной границе территории листа, растительных остатков *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *C. arctica* (Heer) Krysh., "*Cephalotaxopsis" heterophyllus* Holl., *Sequoia ambigua* Heer, *Nilssonina* cf. *yukonensis* Holl., *Taeniopteris* cf. *spatulata* Mc Clel., *Menispermites* sp., *Osmunda* sp. [Васькин, 2009]. Калий-аргоновые датировки как покровных, так и субвулканических андезитов колеблются от 87,9 до 100,3 млн лет [323].

Татаркинский вулканический комплекс дацит-риолитовый выделен в Нижнеамурском звене Восточно-Сихотэалинского вулcano-плутонического пояса.

Татаркинская свита (K_2tt) распространена на правобережье р. Саласу, в верховьях рек Шелехова и Удунин. В её сложении участвуют дациты и риолиты, их лавобрекчии, игнимбриты и туфы, риодациты. Она изучалась с

помощью маршрутов и горных выработок. Наиболее представительный разрез свиты находится на правом берегу руч. Быстрого, правого притока р. Саласу, где залегают [Нелюбов, 1990]: дациты темно-серые средне-мелкопорфировые – 40 м; туфы дацитов желтовато-серые псаммитовые – 30 м; дациты зеленовато-серые с линзами туфов дацитов псаммитовых – 50 м; дациты темно-серые средне-мелкопорфировые обильно вкрапленные – более 20 м. Всего по разрезу более 140 м.

Более полный и разнообразный разрез свиты наблюдался по руч. Тихому, также на правом берегу р. Саласу [392А]: дациты зеленовато-серые средне-порфировые – 50 м; риодациты светло-серые средне- мелкопорфировые – 20 м; дациты зеленовато-серые с линзами туфов дацитов мелкопсефитовых – 30 м; лавобрекчии риолитов желтовато-серых – 10 м; туфы риолитов псефитовые светло-серые – 10 м; риолиты серые среднепорфировые редковкрапленные – 20 м; игнимбриты дацитов зеленовато-серые флюидалные – 20 м; дациты светло-серые среднепорфировые – 30 м; риодациты желтовато-серые редковкрапленные – 20 м; дациты светло-серые среднепорфировые – 30 м; риодациты желтовато-серые редковкрапленные – 10 м; дациты зеленовато-серые средне- мелкопорфировые редковкрапленные – 20 м. Всего по разрезу 270 м.

В верхнем течении р. Саласу покровы татаркинской свиты представлены породами более кислого состава. Здесь преобладают риодациты, риолиты с маломощными прослоями туфов дацитов и риодацитов [392А].

На лево- и правом берегу р. Удунин татаркинская свита закартирована в тектоническом блоке субширотного простираения, где она изучена по линиям горных выработок. На левом берегу р. Удунин свита представлена преимущественно игнимбритами и туфами, слагающими серию потоков: игнимбриты риолитов флюидалные – 10 м; туфы риолитов мелкопсефитовые – 10 м; туфы риолитов зеленовато-серые мелко-среднепсефитовые – 140 м; игнимбриты риодацитов зеленовато-серые кристаллокластические – 50 м; игнимбриты риолитов светло-зеленые литокристаллокластические – 40 м; игнимбриты риодацитов зеленовато-серые кристаллолитокластические – 20 м. Всего по разрезу 270 м.

Авторы [392А], изучавшие разрез татаркинской свиты на правом берегу р. Удунин, отмечают, что в нём преобладают, в отличие от левобережья, спекшиеся туфы, которые, на наш взгляд, близки игнимбритам по структурно-текстурным особенностям. Мощность свиты по самому полному разрезу составляет не менее 270 м.

Взаимоотношения свиты с подстилающей больбинской свитой наблюдались на правом берегу руч. Быстрый, где сохранился небольшой фрагмент татаркинской свиты, залегающей согласно на андезибазальтах больбинской свиты. Она слагает пологую (5–10°) мульдообразную складку, одно крыло которой срезано тектоническим нарушением.

На МАКС поля распространения свиты не дешифрируются. В магнитном поле свита не опознается, поскольку оно отражает суммарный эффект от многих других образований. В радиогеохимическом поле улавливаются значительные колебания тория (от $6 \times 10^{-4} \%$ до $18 \times 10^{-4} \%$). Более устойчивы содержания урана ($2-4 \times 10^{-4} \%$) и калия 1-2, редко до 3,9 %).

Органические остатки в составе свиты не обнаружены.

Традиционно считается, что татаркинская свита в Нижнеамурском ареале наращивает разрез больбинской свиты и поэтому её возрастное положение зависит от времени формирования подстилающих образований. Поскольку на рассматриваемой территории она, в свою очередь, перекрывается маастрихтскими базальтами сусанинской толщи, то по стратиграфическому положению между этими стратонами её возрастной интервал определяется в пределах коньякского–кампанского веков позднего мела. По данным радиологических определений (Прил. 8) по двум пробам её возраст составляет 71 и 73 млн лет. В Легенде Николаевской серии она датируется туроном–кампаном.

Субвулканические образования – *дациты и их кластолавы* (ζK_{2tt}), *риолиты и дайки риолитов* (λK_{2tt}), комагматичные вулканитам покровной фации татаркинской свиты, выявлены преимущественно на правобережье р. Саласу, в меньшем объёме – на правобережье р. Амур, в верховьях рек Шелехова, Быстрая. Форма субвулканических тел в плане овально-вытянутая, линейная или неправильная. Их размещение иногда контролируется дугowymi разломами. Линейные тела имеют протяженность 2–3 км, реже, как например, на правобережье р. Амур, до 4 км при ширине выходов в 1 км. Форма тел в разрезе плито- или штокообразная. В верховьях руч. Гурского закартировано тело дацитов лакколитообразной формы. Вмещающими породами для субвулканических образований являются вулканиты больбинской и татаркинской свит, реже терригенные породы удоминской, утицкой и силасинской свит. В коренном залегании изучались субинтрузия риолитов в районе г. Карги (правобережье р. Амур) и дайкоподобная интрузия на поисковом участке «Шелехова». Поверхности контактов ровные или слабо извилистые, крутопадающие (60–90°). Вмещающие породы интенсивно тектонизированы и метасоматически изменены.

Дайки картируются поблизости от субвулканических тел. Их простирание контролируется северо-восточными, реже дугowymi и субмеридиональными разломами. Мощность даек варьирует от первых до 100 и более метров, протяженность – 1 км и более. Поверхности контактов их ровные, углы падения крутые. На контактах с наиболее крупными телами вмещающие породы слабо ороговикованы.

На МАКС удается опознать только штокообразные субвулканические тела в виде округлых куполовидных вершин с резкими уступообразными перегибами рельефа на их границах.

Среди вмещающих вулканитов больбинского комплекса и осадочных пород субвулканические тела и дайки риолитов хорошо опознаются по резкому (до 28 мкР/ч) возрастанию радиоактивного фона. Менее уверенно выделяют-ся тела дацитов, радиоактивность которых составляет 9–14 мкР/ч.

По аналогии с вулканитами покровной фации татаркинского комплекса, возраст описанных субвулканических образований принимается турон–кампанским. Они прорывают вулканиты покровной фации больбинской и татаркинской свит.

Дациты покровной фации – светло-серые, розовато- и желтовато-серые породы с четко выраженной порфировой структурой. Вкрапленники, составляющие 25–30% объёма породы, представлены плагиоклазом (более 70%),

роговой обманкой, биотитом и реже пироксеном. Основная масса с реликтами микропойкилитовой структуры нередко карбонатизирована и серицитизирована. Аксессуары – магнетит, титаномагнетит и апатит.

Субвулканические дациты, в отличие от их покровных аналогов, лучше раскристаллизованы, характеризуются наличием гломеро- и сериально-порфировой структуры, большим (до 45 %) количеством вкрапленников, большим разнообразием аксессуарных минералов (магнетит, апатит, анатаз, монацит, сфен).

Риолиты покровные и субвулканические внешне трудно различимы между собой. Это редкопорфировые породы светло-серого и розовато-серого цвета, содержащие вкрапленники в количестве от 3 до 15 % объёма породы. Представлены они кварцем, плагиоклазом, калишпатом, реже биотитом и роговой обманкой. Для кварца характерна оплавленная форма зерен. Основная масса микрогранофировая, микропойкилитовая, микросферолитовая, подвергшаяся окварцеванию и серицитизации. Аксессуарные минералы – магнетит, титаномагнетит, циркон.

Игнимбриты риолитов, распространенные только в покровной фации – зеленовато-серые породы, обнаруживающие под микроскопом обломочную структуру. Обломки, составляющие до 40 % объёма породы, представлены кварцем, калишпатом, плагиоклазом, чешуйками биотита. Среди обломков пород доминируют алевролиты, реже отмечаются андезиты, кислые вулканыты и обрывки стекла в виде «фьямме». Цементирующая масса пепловая, микрофельзитовая, аксилитовая и сферолитовая. Аксессуары – магнетит, циркон, апатит, сфен.

Игнимбриты дацитов – светло-серые, сиреневые породы массивного сложения с флюидалной текстурой и игнимбритовой структурой. Обломочный материал, представленный обломками кристаллов (плагиоклаз, биотит, кварц) и горных пород (дациты, андезиты, арсиллиты, метасоматиты), слагает до 30 % объёма породы. Основная масса микрофельзитовая с реликтами пепловой. Аксессуарный минерал – магнетит.

Кластолавы дацитов содержат до 60 % обломочного материала размерностью 3–5 см. В обломках преимущественно дациты, реже андезиты, базальты, алевролиты. Подвержены интенсивным вторичным преобразованиям, вплоть до формирования вторичных кварцитов.

Туфы риолитов – желтоватые, светло-серые и белые породы с обломочным материалом различной размерности. Преобладают алевропсаммитовые кристалло- и литокристаллические туфы с чётко выраженной пепловой структурой цемента. Кристаллокласты – калишпат, кварц, плагиоклаз, обломки пород – андезиты, андезибазальты, осадочные породы. Аксессуарные минералы – циркон, магнетит.

По данным П. А. Нелюбова (1990 г.), минимальная магнитная восприимчивость (12×10^{-5} ед. СИ) отмечается для риолитов. К слабомагнитным (120×10^{-5} ед. СИ) относятся дациты покровной фации. Для субвулканических дацитов магнитная восприимчивость ниже (26×10^{-5} ед. СИ). Плотность пород уменьшается с увеличением их кислотности. Для дацитов она составляет $2,57 \text{ г/см}^3$, для риолитов – $2,48 \text{ г/см}^3$, причём у субвулканических пород она всегда несколько выше, чем у аналогичных пород покровной фации.

В строении татаркинского комплекса принимают участие кислые породы с содержанием кремнекислоты 64,2–76,6 % и щелочей 6,3–8,2 %. Они принадлежат калиево-натровому типу. Породы высокоглиноземистые ($a_1' - 2-10$), принадлежат известково-щелочной серии. Индекс Ритмана превышает 1,8.

Содержания микроэлементов в породах татаркинского комплекса значительно различаются. На общем фоне резко выделяются дациты, что, по мнению исполнителей [269], обусловлено их интенсивными вторичными преобразованиями. В остальных породах содержания молибдена и скандия в 2–3 раза выше кларковых. В единичных пробах отмечаются вольфрам, мышьяк, сурьма, висмут и кадмий. Кроме того, в покровных риодацитах выше кларковых в 2–3,5 раза содержания марганца и галлия, а в субвулканических риолитах – серебра (3,5 раза). Ниже кларковых (в 2–3 раза) в породах покровной фации отмечаются содержания бария, лантана, ниобия, иттербия, хрома, иттрия и кальция. В субвулканических породах это магний, цирконий, стронций, литий, титан, итрий, лантан и иттербий. По сравнению с породами покровной фации, в субвулканических породах содержится в 2–3 раза больше серебра,

Малоомельдинский вулканический комплекс риодацитовый представлен покровными и субвулканическими фациями в составе Ольгокольской (Сурдэкской – по [323]) и Верхнебокторской ВТС Эвурского ареала Восточно-Буреинского ВПП.

М а л о о м е л ь д и н с к а я т о л щ а (K_2ml) слагает восточную половину Ольгокольской ВТС в верховьях р. Лимури (бассейн ручьев Сурдэк, Утэн и р. Бирандя) и левых притоков р. Писуй (реки Дарахтан, Тонэ) и небольшой фрагмент Верхнебокторской ВТС на водоразделе истоков рек Боктор и Ниран. Она полого (20–30°) залегает на коре выветривания юрских дислоцированных отложений Бокторской подзоны и сложена в основном игнимбридами кислого состава и, в меньшей мере, туфогенно-осадочными породами, среди которых иногда отмечаются маломощные потоки андезитов.

Сводный разрез толщи в Ольгокольской ВТС, по данным ГСР-50 [295] в верховьях руч. Утэн, выглядит следующим образом: туфоконгломераты мелко-крупногалечные с отдельными валунами, вмещающие единичные пласты (до 20 м) миндалекаменных андезитов и прослой туфопесчаников – 250 м; туфы риодацитов псефо-псаммитовые, переслаивающиеся с псаммитовыми и пелитовыми туфами и туффитами – 170 м; туфы риодацитов псефитовые с прослоями (до 20 м) псаммито-пелитовых туфов 140 м; игнимбриды риодацитов псефо-псаммитовые, литокристаллокластические – 300 м; игнимбриды риодацитов лапиллиевые, литокристаллокластические – 80 м; игнимбриды риодацитов псефо-псаммитовые, литокристаллокластические – 70 м. Итого по разрезу 1010 м.

В Верхнебокторской ВТС разрез толщи имеет следующее строение [295]: туфоалевролиты, туфопесчаники и туфоконгломераты с галькой осадочных пород и кварцевых монцодиоритов – 50 м; туфы риодацитов – 60 м; игнимбриды риодацитов – 60 м; туфы дацитов псефитовые – 70 м; туфы риодацитов псефитовые – 40 м. Всего по разрезу 280 м.

Игнимбриды риодацитов характеризуются литокристаллокластической структурой и массивной текстурой. Осколки кристаллов (30–40 % объема

породы) представлены плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом, бурым биотитом, роговой обманкой, обломки пород (менее 10 %) – как вулканитами, слагающими ВТС, так и осадочными породами их основания. В незначительном объеме присутствует стекло в виде фьямме, субпараллельно ориентированных тонких линзочек. По составу обломочного материала туфы риодацитов идентичны игнимбрикам. Среди них выделяются витрокристаллокластические и литокристаллокластические разновидности. Цементом их служит перекристаллизованный пепловый материал кварц-альбитового состава [323].

По петрохимическим характеристикам вулканы толщи принадлежат нормальному ряду щелочности калиево-натриевого типа. Лишь единичные их разновидности можно отнести к умеренно щелочным ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,26\%$). По содержанию кремнезема они соответствуют риодацитам ($\text{SiO}_2 = 68\text{--}71\%$), риолитам ($\text{SiO}_2 = 73,51\text{--}74,26\%$) и редко дацитам ($\text{SiO}_2 = 67,33\%$).

Субвулканические образования – *риодациты* и их *автомагматические брекчии* ($\lambda\zeta\text{K}_2\text{ml}$) размещены в Ольгокольской ВТС. Несколько наиболее крупных сближенных выходов субвулканических риодацитов интерпретируется в масштабе карты как единое тело площадью около 17 км^2 в зоне северо-восточного эндо- и экзоконтакта ВТС. Внутри ВТС отмечаются отдельные пластообразные тела шириной 200–300 м и протяженностью до 5 км. Тела представлены преимущественно риодацитами и реже их разновидностями, напоминающими автомагматические брекчии. Совместно с ними в качестве фаций отмечаются риолиты и гранит-порфиры. Последние обычно слагают центральные части тел.

Риодациты характеризуются сериально-гломеропорфировой и гломеропорфировой структурами с вкрапленниками (10–25 % объема породы) плагиоклаза, биотита, реже роговой обманки и кварца в микропойкилитовой или криптозернистой основной массе. Среди акцессорных минералов присутствуют апатит, рудный минерал, циркон, гранат. Автомагматическим брекчиям свойственна порфирокластическая структура с порфировой и гломеропорфировой структурами кластических обособлений. Основная масса гиалиновая с однородной и флюидалной текстурами. Она переполнена цельными кристаллами и их обломками, представленными кварцем, плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, калиевым полевым шпатом. Отмечаются также включения обломков алевролитов, песчаников, андезитов, риолитов и кремнистых пород [323].

Геохимическая специализация комплекса выражена неотчетливо. Каких-либо проявлений полезных ископаемых, заслуживающих внимания, с ним не выявлено.

В Ольгокольской и Верхнебокторской ВТС на территории листа М-54 малоомельдинская толща согласно залегает на сеноманской омельдинской толще. На прилегающей с северо-запада территории в ней известны находки отпечатков раннетуронской флоры [Забродин, 2008], которые и определяют соответствующий возраст комплекса. Калий-аргоновые датировки кислых эффузивов Ольгокольской ВТС составляют 88,84 и 72 млн лет, а соответствующих им субвулканических фаций – 93 и 84 млн лет [323].

Приморский комплекс риодацит-риолитовый выделен в Северо-Сихотэалинском звене Восточно-Сихотэалинского ВПП. Соответственно комплекс подразделяется на приморскую свиту (покровные фации) и субвулканические образования.

Приморская свита (K_2pr) слагает почти всю Мопаскую, значительную часть Иггу-Гадинской, Дюйской и Усть-Иггинской вулканических построек, а также покров в бассейне р. Бюленя. Комплекс представлен преимущественно пирокластическими, реже лавобрекчиевыми и лавовыми породами риолитового и риолито-дацитового состава. Для вулканических построек характерно отсутствие четкой стратификации пород, преобладание грубообломочных (псефитовых и агломератовых) туфов, резкая фациальная изменчивость, присутствие многочисленных жерловин и субвулканических интрузивов, что позволяет рассматривать их в качестве глубоко эродированных палеовулканов.

В пределах Мопаской вулканической постройки, в западной ее части, в основании свиты залегает почти 100-метровая пачка туфогенных гравелитов, песчаников и псаммитовых туффитов. В гравелитах содержатся обломки подстилающих алевролитов, песчаников и андезитов. Эта пачка перекрывается белесыми и желтовато-бурыми ксенотуфами и ксенолавобрекчиями фельзитовых риолитов (до 200 м). Туфы преимущественно псефитовые с многочисленными обломками подстилающих пород, в том числе гранитов и фельзитовых липаритов. Обломки сцементированы сильно спекшимися и перекристаллизованными пепловыми частицами. Совершенно аналогичные породы слагают и жерловины, так что при плохой обнаженности отделить жерловые фации от покровных практически невозможно.

В пределах других вулканических построек свита имеет близкое строение, но пачка вулканогенно-осадочных пород в ее основании отсутствует. Существенно отличается от других Иггу-Гадинская постройка. В ней на уктурской и синанчинской свитах залегает покров чрезвычайно однородных белесых или светло-серых порфирированных риолитов (490 м). В основании этого покрова залегает выклинивающаяся пачка псефитовых ксенотуфов и ксенолавобрекчий обильнопорфирированных риолитов.

Фельзитовые и фельзит-порфирированные риолиты имеют светло-серую до желтовато-белой, а стекловатые - черную окраску и флюидальную либо сферолитовую текстуры. Вкрапленники отсутствуют, либо содержатся в незначительном количестве (кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц). В порфирированных риолитах Иггу-Гадинской постройки вкрапленники представлены (в %) кварцем - 5-25, альбит-олигоклазом N 8-12 - 5-10, калиевым полевым шпатом - 10-20 и биотитом - до 2. Основная масса микрофельзитовая до гиалиновой. Акцессорные минералы: апатит, гранат, сфен, ортит.

Содержание SiO_2 в породах составляет в основном 70-75% , реже - 65-70%, в единичных случаях до 65%, что соответствует риолитам и дацитам. Наиболее высоким содержанием кремнезема характеризуются порфирированные риолиты.

Максимальная мощность приморской свиты, определенная по разности гипсометрических отметок подошвы и кровли, достигает 520 м.

Ее возраст определяется как позднемеловой, так как она перекрывает сенонские андезиты и в то же время прорывается раннепалеогеновыми гранит-порфирами..

Самаргинский комплекс дацит-андезитовый выделен в Северо-Сихотэалинском звене Восточно-Сихотэалинского ВПП и образован покровными и субвулканическими фациями.

С а м а р г и н с к а я с в и т а (K_2sm) представлена фрагментами вулканических покровов, залегающих в основном с резким угловым несогласием на раннемеловых терригенных отложениях Лужкинской и Кемской подзон, местами – с размывом на позднемеловых вулканитах приморского комплекса. Она сложена андезитами, дациандезитами, андезибазальтами, дацитами, туфами среднего состава, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами.

В разрезе свиты в верховьях р. Гур залегают [293]: ксенолавобрекчии андезитов с обломками осадочных пород и андезитов – более 30 м; туфы среднего состава псефо-псаммитовые, литокристаллокластические, зеленоватосерые – 30–35 м; андезиты средневкрапленные, пироксен-плаггиоклазовые, зеленоватотемносерые – 50 м; лавобрекчии андезитов – 15 м; андезиты средневкрапленные, пироксен-плаггиоклазовые, зеленоватотемносерые – 25 м; дациандезиты мелкокрапленные, биотит-пироксен-плаггиоклазовые, светлозеленоватосерые – 20 м; лавобрекчии андезитов – 1 м; андезиты пироксен-плаггиоклазовые, темносерые – 15 м. Всего по разрезу более 190 м. Выше залегают ксенотуфы кислого состава богопольской свиты. Эпизодически в разрезе свиты здесь отмечаются линзы и маломощные (5–50 см) прослои туфоконгломератов и туффитов.

Т ы м о в с к а я с в и т а (K_2tm) выделена на Сахалине Б.М. Штемпелем в 1953 году, распространена от р. Леонидовка на юге до самой северной границы мелового поля Побединской подзоны Западной зоны. Залегает на побединской свите согласно, в её составе преобладают аргиллиты и алевролиты, пласты песчаников являются маркирующими при разделении свиты на три части (подсвиты). В Александровском районе В.Г. Красновым в верхней подсвите отмечены конгломераты. Мощность свиты – 1200-2000 м. Возраст определяется по зональным видам сеномана *Inoceramus nipponicus* (внизу) и турона – *In. hobetsensis* (вверху).

Б ы к о в с к а я с в и т а (K_2bk) развита в пределах Сахалина в Найбинской подзоне Западной зоны, где выделена в 1961 г. В.Н. Верещагиным и представлена алевролитами, аргиллитами и песчаниками (2500 м). Предшественниками на большей части территории расчленена на три части (подсвиты). Нижняя часть быковской свиты развита в басс. р. Лазовая и южнее. Сложена алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников, мощность – 300-400 м. По составу и возрасту является аналогом тымовской свиты. В районе р. Лазовой отмечена глобальная зональная форма *Fagesia* sp., *Anapachydiscus naumanni* Yok. Средняя часть быковской свиты прослеживается на юг от басс. р. Лазовая. В её составе преобладают массивные и слоистые алевролиты с прослоями и пачками грубозернистых песчаников. Мощность колеблется в пределах 1500-2000 м. Верхняя часть распространена в Найбинской подзоне Западной зоны южнее бассейна р. Нитуй и представлена

толщей тёмно-серых щебенчатых алевролитов с редкими маломощными прослоями песчаников, характерно обилие известковистых конкреций чаще всего с фауной. Мощность 600-700 м.

Сантон-кампанский возраст быковской свиты обоснован находками фауны *Peroniceras* sp., *Inoceramus mihoensis*, *Inoceramus nagaoi*, *Anapachydiscus naumanni* Yok.

Богатинская свита (K_2bg) выделена на Сахалине К.В. Рахмановым в 1954 г., распространена на восточных склонах Набильского и в Центральном хребте от нижнего течения р. Пурш-Пурш на севере до р. Каме-нушка на юге. Нижняя и верхняя границы повсеместно тектонические.

Свита объединяет мощную (более 2000 м) толщу терригенных, кремнисто-терригенных, туфокремнистых и, в меньшей мере, кремнистых и вулканогенных пород. Литологический состав в основном выдержан в разрезе и по латерали. Это преимущественно – туфы, туффиты, кремнисто-глинистые яшмоиды, туфосилициты, песчаники. Выходы свиты разбиты многочисленными тектоническими нарушениями типа сбросов и взбросов на ряд блоков, часто смяты в приразломные мелкие изоклинальные складки. Характерной особенностью пород являются темно-серая и зеленовато-серая окраска, высокая плотность, преимущественно алевролитовая и алевропсаммитовая структуры, отсутствие слоистости. Общая мощность отложений богатинской свиты, вычисленная графически, составляет более 2000 м.

В тектоническом блоке нижнего течения р. Лангери в кремнистых алевропелитах и в туфосилицитах по р. Пионерская обнаружены остатки радиолярий (определения С.В. Зябрева): *Theocampe dactylica* Foreman, *Amphipyndax stocki* (Camp. et Cl), *A. ex gr. medioceras* Tan., позволяющие отнести свиту в турон-коньякское время.

Верблюжегорская свита (K_2vr) выделена на Сахалине А.А.Капицей в 1953 г., развита от бассейна р. Леонидовка – на юге, до верховьев р. Агнево – на севере (Побединская подзона Западной зоны), залегает на тымовской согласно. Свита сложена характерными плотными светло-серыми грубозернистыми песчаниками с линзами гравелитов. Мощность пластов песчаников до 30 м. В составе свиты присутствуют также пачки слоистых алевролитов и конгломераты, углистые аргиллиты и каменные угли. Мощность свиты 600-1500 м. Песчаники верблюжегорской свиты на юге замещаются алевролитами средней части быковской свиты, а на севере – параличской толщей арковской свиты. Турон-коньякский возраст определяет комплекс иноцерамов, относящихся к группе *Inoceramus uwajimensis* Yen.

Арковская свита (K_2ar), мощность до 2000 м, выделена в пределах Сахалина А.Н. Криштофовичем в 1937 г. Распространена от верховий р. Агнево до северного окончания мелового поля Побединской подзоны Западной зоны, залегает на тымовской свите согласно. Сложена переслаиванием песчаников, гравелитов, конгломератов с прослоями алевролитов и аргиллитов и пластами каменного угля (1630-2000 м). По данным В.Г. Краснова, свита делится на три части. Нижняя (170-340 м) представлена глыбовыми песчаниками с прослоями конгломератов и алевролитов. Средняя (240-710 м) – чередованием пачек песчаников, гравелитов и пачек алевролитов, аргиллитов с пластами каменного угля рабочей мощности. Верхняя часть (770-1340 м)

представляет собой толщу песчаников и конгломератов с пачкой (до 300 м) алевролитов в средней части. В северном направлении в составе свиты увеличивается количество конгломератов и исчезают прослои с морской фауной. Турон-коньякский возраст свиты устанавливается по находкам иноцерамов из группы *Inoceramus uwajimensis* в нижней части, а также по тригониинидам и флоре из средней и верхней частей.

Жонкиерская свита ($K_2\text{жн}$), выделена на Сахалине А.А. Капицей в 1953 г. Прослеживается от бассейна р. Нитуй до мыса Жонкиер (Побединская подзона Западной зоны), лежит согласно на верблюжегорской. Сложена алевролитами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами, гравелитами, углистыми аргиллитами, каменными углями. По предшественникам делится на три части. Нижняя (250 м) сложена алевролитами и песчаниками с пропластками каменного угля. Средняя представлена алевролитами и аргиллитами, в Александровском районе к ней относятся песчаники и пачки флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников. В её составе наблюдается также пачка глинистых пород с остатками *Anapachydiscus naumanni* Yok. и *Inoceramus nagaoi* Mat., которая прослеживается в одновозрастных отложениях всего Сахалина и коррелируется с верхней частью быковской свиты. В верхней части жонкиерской свиты (200-600м) преобладают плотные светлые песчаники с пачками алевролитов и пластами угля. В песчаниках встречаются зональные сантон-кампанские *Inoceramus orientates*. Мощность свиты достигает 2000 м, в Александровском районе она уменьшается вдвое. Породы свиты содержат месторождения каменного угля.

Березовская свита ($K_2\text{бр}$) впервые выделена Ю.М. Ковтуновичем в 1960 г. по р. Березовке. Распространена только в пределах Рымникской подзоны Восточной зоны Сахалина. Взаимоотношения с нижележащими образованиями богатинской свиты повсеместно тектонические. Представлена алевролитами, песчаниками, флишоидным переслаиванием алевролитов и песчаников с прослоями гравелитов и туфогравелитов с горизонтами олистостром, включающих линзы и блоки тектонизированных вулканогенно-кремнистых и интрузивных пород. При общей выдержанности состава по латерали существенные изменения отмечаются в наборе слагающих олистоstromу олистолитов, представленных яшмами, базальтами, известняками, кремнистыми алевролитами и туфоалевролитами, туфами, туффитами, туфогравелитами в алевролитовом и алевропелитовом матриксе.

Наиболее полный разрез изучен в среднем течении р. Венгери. Вскрытая мощность по разрезу 2292 м. Общая мощность свиты, вычисленная графически, достигает 2500 м.

В алевролитах собраны остатки микро и макрофауны (определения С.В. Зябрева, Л.И. Казинцовой и В.Н. Верещагина): радиолярии – *Cenosphaera sphaerozoica* Zamoida, *Cromyosphaera vivinkensis* Lipman., *Theocapsomma* sp., *Lithocampe kiparissovae* Zamoida, *Stichomira asymbatos* For., и фауна *Inoceramus schmidti* Mich., *Jn. sachalinensis* Sok., *Patella (Helcion) gigantea* Schmidt, которые позволяют датировать возраст березовской свиты сантон–кампаном.

Красноярковская свита ($K_2\text{кр}$) выделена на Сахалине В.Н. Верещагиным в 1961 г., развита в Найбинской и Побединской подзонах Западной зоны. Свита прослеживается от южной границы листа до мыса Жон-

киер (г. Александровск), залегает на подстилающих отложениях согласно или с незначительным размывом, представлена песчаниками, алевролитами, туфо-песчаниками, туффитами, конгломератами, туфоалевролитами, туфами, мергелистыми конкрециями. В нижней части свиты наблюдается характерный горизонт узорчатых песчаников с линзами конгломератов или песчаных алевролитов с обилием остатков радиальноребристых иноцерамов из группы *Jnoceramus schmidti*. Мощность этой пачки 250-500 м. Верхняя часть свиты сложена алевролитами и аргиллитами с прослоями и пачками песчаников и конкрециями, содержащими остатки *Canadoceras spp.* и другой фауны. Мощность пачки до 400 м. Наибольшая мощность свиты наблюдается в Макаровском районе (до 1450 м), где в её составе преобладают относительно тонкообломочные породы, а минимальная – в Александровском районе, севернее р. Бродяжка (около 200 м). Возраст – кампан-маастрихт.

Образования мелового возраста в пределах акватории обычно связывают с продолжением подразделений мела с суши на акваторию, и, в основном, с акустическим фундаментом. Фундамент в западной части Татарского пролива представлен образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса. Можно предполагать, что возраст фундамента может колебаться здесь в широких пределах - от верхнего мела до верхнего неогена.

На значительной части акваторий листа М-54, особенно в присахалинской части Татарского пролива и залива Терпения, а также на некоторых участках шельфа Пограничного района Охотского моря, акустический фундамент не имеет ярко выраженной поверхности и чаще связывается на сейсмопрофилях с изменением характера волнового поля. В таких случаях фундамент, по крайней мере, его верхняя часть сложена осадочными (как правило, верхнемеловыми) образованиями, а сам термин «акустический фундамент» теряет в таких случаях определенность.

Акустический фундамент (А_ф) Западно-Сахалинской СФЗ (в Татарском проливе) наиболее отчетлив на приматериковой акватории, где представлен высокоамплитудным двух- трехфазным отражением. На него несогласно налегает слоистый комплекс с последовательным выклиниванием к западу подошвенных слоев.

В Южно-Сахалинской СФЗ (северная часть залива Терпения) акустический фундамент ассоциируется с эрозионной поверхностью гетерогенного фундамента. На юге, при погружении под чехол массивов Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова, наиболее вероятен палеозой (?) – раннемеловой возраст фундамента; в западной части залива основание чехла представлено, вероятно, меловыми существенно терригенными отложениями. Акустический фундамент залегает выше преломляющей границы с $V_{\Gamma} = 5,2-5,4$ км/м, свойственной обычно низам мелового разреза Главного мелового поля. В прогибах и постседиментационных поднятиях поверхность акустического фундамента представлена слабо коррелируемыми отражениями на древних поднятиях – это яркий многофазный рефлектор, ниже которого отражения отсутствуют.

В Северо-Сахалинской СФЗ поверхность акустического фундамента унавивается практически повсеместно. На временных разрезах она представ-

лена обычно отчетливым двухфазным отражением, теряя свою выразительность в глубоких прогибах. Наиболее ярко фундамент выражен на крупных поднятиях, где на него последовательно налегают и часто сливаются палеогено-нижнемиоценовые отражающие горизонты, образуя сложный высокоамплитудный рефлектор. На большей части рассматриваемого региона акустический фундамент представлен, вероятно, плотными породами гетерогенного складчатого фундамента. На юге же региона, в Пограничном бассейне, поверхность акустического фундамента на многих участках проводится условно и ассоциируется с эрозионной поверхностью (ОГ 10), срезающей различные слои верхнемеловой толщи, хорошо выраженной в сейсмическом поле.

Фундамент выходит на дне моря в прибрежной полосе на самом юге района и в виде узкой полосы у м. Ратманова. Здесь он представлен сложно дислоцированными и прорванными интрузиями вулканогенно-кремнистыми образованиями юры-верхнего мела.

Скважинами фундамент вскрыт на прилегающей суше. На юге (скважина Окружная-28) он представлен плотными аргиллитами и серпентинитами, в центре (скважина 1-Нампинская, скважины 1, 2 - Полярнинские) – метадолеритами с плотностью 2,64-2,88 г/см³, на севере, при погружении древних отложений Восточно-Сахалинского поднятия, уже верхнесенонскими аргиллитами, туфогенными алевролитами и песчаниками (скважина 700 Катангли, вскрытая мощность 764 м).

Мел–палеоген

Поздний мел–палеоцен. Позднемеловые–палеоценовые образования в пределах материковой суши представлены маломихайловским и богопольским вулканическими комплексами в составе Восточно-Сихотэалинского ВПП.

Маломихайловский комплекс дацит-риолитовый выделен в Нижне-амурском ареале вулканического пояса и представлен покровными и субвулканическими фациями.

Маломихайловская свита (K_2 – P_{1mm}) с размывом залегает на сунинской толще, частично с угловым несогласием на ларгасинской и удоминской свитах Тумнинской подзоны в бассейнах рек Саласу, Сугдаку, Яй и левых притоков верхнего течения р. Чичимар. Она представлена дацитами, туфами кислого состава, лавобрекчиями и игнимбритами дацитов, трахидацитами, риодацитами, риолитами, туфоалевролитами, туфоконгломератами.

Строение свиты изменчиво по составу и мощностям на различных участках ее выходов. На правобережье р. Саласу между ручьями Ларгасу 1-я и Дчигдони в ее разрезе залегают [391а]: туфы кислого состава серые мелкопсефитовые – 40 м; дациты зеленовато-серые среднепорфиновые – 80 м; туфы кислого состава зеленовато-серые псаммитовые – 20 м; трахидациты вишнево-серые среднепорфиновые с линзами псаммитовых туфов кислого состава и лавобрекчий дацитов – 100 м; риодациты светло-розовые мелкопорфиновые – 100 м; трахидациты темно-коричневые среднепорфиновые –

30 м. Всего по разрезу 370 м. Западнее, между ручьями Ларгасу 1-я и Налдынджа, впадающими в р. Саласу в среднем ее течении, в средней и верхней частях разреза отмечаются пласты (20–50 м) зеленовато-серых и светло-серых с вишневым оттенком игнимбрилов дацитов. Еще западнее, в верховьях р. Саласу, в составе лавовых потоков резко преобладают трахидациты.

На левобережье р. Хакубара (бассейн р. Сугдаку) в разрезе свиты залегают [298]: туфопесчаники средне-крупнозернистые с гравийными обломками зеленовато-серые – более 10 м; лавобрекчии дацитов серые с маломощными (до 10 м) линзами игнимбрилов дацитов – 70 м; туфы кислого состава псаммитовые зеленовато-серые – 30 м; туфоалевролиты зеленовато-серые массивные – 20 м; туфы кислого состава псефитовые вишнево-серые – 40 м; туфы кислого и среднего состава псаммитовые серые с кремовым и вишневым оттенками – 25 м; туфы кислого состава псефитовые вишнево-серые – 30 м. Всего по разрезу более 225 м. На других участках бассейна р. Сугдаку туфы имеют ограниченное распространение, а в составе свиты преобладают дациты, которым в верхней части разреза подчинены трахидациты, риодациты и риолиты.

В бассейне р. Ольдини (приток р. Яй) свита мощностью около 450 м сложена в основном коричневатой и темно-серыми, реже серыми и зеленовато-серыми мелкокрапленниковыми дацитами. Лишь в верхах разреза здесь залегает пласт (30 м) коричневатых, также мелкокрапленниковых трахидацитов. К юго-западу от г. Сапун в дацитах отмечаются два маломощных (10–15 м) прослоя псаммито-псефитовых туфов, а восточнее – порфиорокластические игнимбрилы. В урзах р. Улун в нижней части свиты встречаются туфоконгломераты с размером обломков от нескольких миллиметров до 5 см [481].

В бассейне р. Авлан (левый приток р. Чичимар) в разрезе свиты залегают [481]: лавобрекчии дацитов с обломками дацитов, алевролитов, туффитов размером от нескольких миллиметров до 10–15 см – более 35 м; дациты мелкокрапленниковое темно-, редко зеленовато-серые, содержащие включения обломков дацитов, редко алевролитов – 100 м; лавобрекчии дацитов с обломками дацитов, алевролитов и туффитов – 50 м; туфы кислого состава литокластические псефитовые серые, до темно-серых – 25 м; игнимбрилы дацитов порфиорокластические зеленовато-серые – 40 м; дациты мелкокрапленниковые темно-серые, редко зеленовато-серые, содержащие включения (5–10 %) обломков дацитов – более 120 м. Всего по разрезу более 370 м.

Субвулканические образования – *дациты и трахидациты* (ζK_2 – P_1 тт), *трахириолиты и риолиты* (τK_2 – P_1 тт), наибольшим распространением пользуются в бассейнах рек Саласу и Чичимар, меньшим – в бассейне р. Яй, где они размещены в основном среди покровных фаций сусанинского и маломихайловского комплексов. Форма субвулканических интрузий в современном эрозионном срезе самая разнообразная – изометричная, овальная, сложных очертаний. Также разнообразны и их размеры – от 200–300 м в поперечнике до 30 км². Большинство тел сложено дацитами, без видимых закономерностей переходящих в трахидациты. Трахириолитами представлена наиболее крупная интрузия на водоразделе р. Амур и р. Саласу в ее верхнем течении. В апикальных частях этого тела трахириолиты фациально

сменяются риолитами. На субвулканических породах нередко картируются останцы вмещающих покровных фаций.

Контакты субвулканических интрузий с вмещающими породами чёткие ровные или слабо извилистые. Углы падения у штоко- и плитообразных тел обычно крутые (70–80°). Для лакколитов характерны пологопадающие контакты под углами, не превышающими 15–20°. Вмещающие породы вблизи контакта претерпевают слабое ороговикование на расстоянии нескольких метров. В эндоконтактах тел нередко присутствуют обломки вмещающих пород, иногда в них отмечается флюиальность и ориентированное расположение вкрапленников, согласное с флюиальностью [391а].

Маломихайловский комплекс включает также дайки кислого, в том числе умереннощелочного состава. Размещение их контролируется кольцевыми или линейными разрывами различной ориентировки как среди покровных вулканитов вблизи субвулканических тел, так и среди терригенных отложений Тумнинской подзоны. Мощность даек варьирует от нескольких метров до 100 м и более, протяженность достигает 1 км. Изредка картируются дайкоподобные трещинные тела протяженностью до 3 км, мощностью 200–300 м. Углы падения даек варьируют от 30 до 70°. Терригенные породы на контакте с наиболее крупными дайками слабо ороговикованы на расстоянии 1–2 м. В них иногда проявлена повышенная трещиноватость, лимонитизация и тонкое прожилковое окварцевание. Ороговикование во вмещающих вулканитах едва заметное, на контакте они нередко сульфидизированы, лимонитизированы и также пронизаны сетью тонких кварцевых прожилков.

Дациты покровной фации характеризуются микропойкилитовой, микролитовой и микросферолитовой структурами основной массы. Во вкрапленниках, составляющих 15–20 % объема породы, отмечаются плагиоклаз, реже биотит, моноклинный пироксен. Акцессорные минералы представлены анатазом, апатитом, цирконом, магнетитом. В риодацитах содержится меньше (до 7 %) вкрапленников плагиоклаза, реже калишпата и кварца. Трахидациты отличаются от дацитов сиреневым оттенком в цвете, иногда флюиальной текстурой, наличием во вкрапленниках вместо пироксена калишпата и появлением пилотакситовой структуры основной массы. Субвулканические фации этих пород имеют более однородное сложение, повышенное количество и большие размеры вкрапленников, нередко находящихся в гломеропорфировых срастаниях.

Риолиты, как покровные, так и субвулканические, содержат немногочисленные (1–5 %) вкрапленники, представленные кварцем, плагиоклазом, редко биотитом и пироксеном. Основная масса их однородная, флюиальная и полосчатая с микрофельзитовой, микросферолитовой, а в субвулканических разностях с микропойкилитовой, микрогранофирова и микрозернистой структурами. По набору акцессорных минералов они не отличаются от дацитов. Трахириолиты, распространенные совместно с риолитами только в субвулканических телах, содержат 20–30 % вкрапленников, большая часть которых представлена калишпатом, образующим гломеропорфировые сростки.

Среди туфов кислого состава по составу и размерности обломочного материала выделяются псаммитовые и псефитовые кристалло- и литокристаллокластические разности. Кристаллокласты сложены плагиоклазом, кварцем,

калишпатом, литокласты – вулканитами различного состава (от базальтов до дацитов), иногда и осадочными породами. Цемент и связующая масса представлены тонкораздробленным пирокластическим материалом, нередко с четко выраженной пепловой (рогульчатой) структурой. В ряде случаев они бывают трудно отличимы от игнимбритов. Для последних более характерны флюидально-полосчатая основная масса со следами пепловой структуры и присутствие стекла в виде «фьямме».

Содержание кремнекислоты в породах маломихайловского комплекса колеблется от 61,6 до 76,2 %, общая щелочность – 7,5–9,9 %. По щелочности большинство их принадлежит калиево-натриевому типу, причем породы субвулканических фаций более высококалиевые, чем их аналоги покровных фаций. Также наблюдается, что в наиболее кислых умереннощелочных разностях (трахириолитах) по сравнению с трахидацитами снижается содержание калия. Все породы комплекса являются весьма высокоглиноземистыми. Основные петрохимические характеристики их весьма незначительно отличаются от среднестатистических, за исключением покровных трахириодацитов, которые являются более щелочными [391а].

Содержания большинства микроэлементов в породах комплекса по отношению к кларкам кислых пород часто подвержены значительным отклонениям. В трахидацитах выше кларковых в 2–3 раза содержания циркония, скандия, хрома, олова, в 7 раз – меди и бериллия, в риолитах в 2–4 раза больше цинка, скандия, хрома, молибдена, серебра, олова, в 7–8 раз – меди и марганца, в трахириолитах в 2–4 раза выше содержания свинца, цинка, скандия, молибдена, серебра, в 7–10 раз – олова и меди. В целом увеличивается содержание меди, олова, молибдена и уменьшение содержания хрома, циркония, бериллия, стронция, магния, лантана, бария и иттрия [391а].

Позднемоловый–палеоценовый возраст маломихайловской свиты определяется на территории листа лишь по геологическим взаимоотношениям: стратиграфическому положению выше кампан–маастрихтской сусанинской толщи и прорыванию ее самой палеоценовыми интрузиями бекчиулского комплекса. Радиологические датировки (8 определений) [391а], определенные калий–аргоновым методом по валовым пробам преимущественно субвулканических пород разного состава, укладываются в интервал от 56,5 до 83,8 млн лет, что в основном согласуется с геологическими данными.

Богопольский комплекс риодацит–риолитовый выделен в Северо-Сихотэалинском ареале Восточно-Сихотэалинского ВПП и представлен покровными и субвулканическими фациями.

Богопольская свита ($K_2 - P_{1bg}$) распространена в основном на юге территории листа и в меньшей степени в центральной ее части, где несогласно залегает как на самаргинской свите, так и на складчатых отложениях преимущественно Лужкинской подзоны, а также и на гранитоидах хунгарийского комплекса в Сандинском массиве. В составе свиты наблюдаются риолиты, риодациты, их туфы и игнимбриды, редко дациты, игнимбриды, туфы и лавы трахириолитов и трахитов, туфопесчаники и туфоалевролиты.

В верховьях р. Гобилли, в одноименной вулканической постройке, богопольская свита отличается субщелочным составом и довольно хорошо рас-

членяется на две пачки мощностью примерно по 200 м каждая. В основании нижней пачки залегают белесые псефито-псаммитовые ксенотуфы трахириолитов (20 м). Выше степень сваренности пород увеличивается и туфы постепенно сменяются коричневыми или розовато-серыми порфирикластическими, реже кристаллокластическими ксеноигнимбритами, насыщенными обломками пород (180 м). Здесь же отмечаются тела (мощностью до 3 м) черных порфириковых витротрахитов с вкрапленниками санидина, авгита, альбит-олигоклаза. В игнимбритах нижней пачки содержится большое количество угловатых обломков подстилающих пород размером 0,3–0,5 см (иногда до 5 см). Количество их к кровле пачки уменьшается. Граница верхней и нижней пачек определяется по резкому уменьшению в игнимбритах количества обломков: с 10–40 % в нижней пачке до 2–10 % – в верхней.

Степень сваренности в игнимбритах столь высока, что внешне они не отличимы от лав. Текстура их массивная, псевдофлюидальная, структура – порфирикластическая. Игнимбриты состоят из обломков кристаллов (15–40 %), пород (2–40 %) и основной массы. Кристаллокласты представлены санидином, реже кислым плагиоклазом, кварцем, биотитом. Отмечаются единичные зерна циркона, апатита, монацита, рутила и магнетита. Обломки пород представлены стеклом (фьямме), алевролитами, кремнистыми породами, андезитами, риолитами, гранит-порфирам. Основная масса состоит из сильно сваренных стекловатых частиц алевропелитовой размерности. Слабые вторичные изменения проявлены в образовании микрочешуйчатого агрегата гидрослюд и хлорита. В петрохимическом отношении породы толщи соответствуют трахитам и трахилипаритам.

В поле силы тяжести Гобиллинской ВТС соответствует локальный гравитационный минимум.

Возраст богопольского комплекса базируется на находках остатков дат-палеоценовой флоры в туфах свиты на Кузнецовском перевале [512]. Возраст трахириолитов в бассейне р. Гобилли, определенный калий-аргоновым методом, равен 66 млн лет, что соответствует палеоцену [375].

В пределах островной суши стратиграфических подразделений этого возраста не отмечено. Выделены лишь метаморфические комплексы, которые будут охарактеризованы в главе «Метаморфизм».

Палеоген

Палеоцен. Палеоценовые образования представлены только на Сахалине.

Осадочные образования, соответствующие С и н е г о р с к о й с в и т е (P_1sg), выделялись ранее (1961 г) В.Н. Верещагиным . в качестве верхней подсвиты красноярковской свиты. Развита в Углегорско-Холмской подзоне Южно-Сахалинской структурно-фациальной зоны, где она согласно залегает на красноярковской свите, но не содержит аммонитов и иноцерамов. Сложена алевролитами, аргиллитами с горизонтами карбонатных конкреций и прослоями мелкозернистых песчаников, в верхней части – углей (150-200 м).

Образования Б о ш н я к о в с к о й с в и т ы ($P_1b\delta$), выделялись В.Н. Верещагиным (1961 г.) также в качестве верхней подсвиты красноярковской

свиты. Они представлены на западном побережье острова, севернее р. Агустовка, в составе Александровской подзоны Южно-Сахалинской зоны. Согласно залегая на кампан-маастрихтских отложениях красноярковской свиты, сложена песчаниками, туфопесчаниками, с прослоями гравелитов, конгломератов, туфов, алевролитов с пластами каменных углей и углистых аргиллитов (150-745 м). Палеоценовый возраст определён, как и для синегорской свиты, по остаткам листовой флоры и спорово-пыльцевым комплексам.

Каменская свита (\mathbb{P}_1km), выделенная В.Н.Верещагиным в 1963 г, распространена в Александровской подзоне Южно-Сахалинской зоны в районе мыса Воздвижения, где она представлена конгломератами, гравелитами, алевролитами, углистыми аргиллитами и каменными углями (140-380 м).

Свита содержит отпечатки листовой флоры палеоценового возраста. С породами свиты связаны месторождения каменного угля.

Палеоцен–эоцен. Палеоцен–эоценовые образования в пределах материковой суши представлены улским и кузнецовским вулканическими комплексами в составе Восточно-Сихотэалинского ВПП.

Улский комплекс андезит-базальтовый выделен в Нижнеамурском ареале вулканического пояса и представлен покровными и субвулканическими фациями.

Улская толща ($\mathbb{P}_{1-2}ul$) имеет ограниченное распространение на правобережье р. Амур и представлена базальтами, андезибазальтами, андезитами и их лавобрекчиями, трахиандезитами и туфопесчаниками. Эти породы образуют незначительные по площади покровы, которые в большинстве своем не отражаются в масштабе карты. Наиболее представительные расположены в междуречье Саласу–Утондя (20 км²) и севернее оз. Кади (около 5 км²). Последний распространяется на смежную территорию. Сложены покровы массивными и пористыми, миндалекаменными афировыми и порфиоровыми базальтами, их лавобрекчиями и андезибазальтами. В подчиненном количестве развиты андезиты, трахиандезиты и их туфы. Пирокластические отложения залегают как правило в основании покровов. Там же встречаются линзовидные прослои туфопесчаников. Характерной особенностью толщи является преобладание лав над пирокластическим материалом, заполнение пор в базальтах и присутствие двупироксеновых и пироксен-роговообманковых андезитов. Их трахитоидные разности определяются только по химическому составу. Часть покрова севернее оз. Кади сложена только андезитами и их пирокластическими отложениями в нижней части разреза. Мощность толщи составляет более 200 м. На сопредельной территории мощность улской толщи достигает 400 м [298, 300].

Субвулканические образования – *андезиты и трахиандезиты* ($\alpha\mathbb{P}_{1-2}ul$); *базальты и андезибазальты* ($\beta\mathbb{P}_{1-2}ul$) слагают субвулканические интрузии, жерловины и дайки распространенные в основном по правобережью р. Амур и в бассейне среднего течения р. Тумнин. Они прорывают вулканические покровы маломихайловской свиты, сусанинской толщи и более древние образования. Жерловины имеют изометричную в плане и трубообразную в разрезе форму и в рельефе отпрепарированы в виде куполообразных вершин. В магнитных полях они отражаются локальными изометричными аномалиями. Контакты жерловин с вмещающими породами эруптивные.

Сложены они в большинстве своем базальтами и, как правило, в центральной части прорваны неками андезитов. Субвулканические интрузии, вытянутой в плане или изометричной формы, сложены в большинстве своем андезитами, андезибазальтами и трахиандезитами.

Вулканические покровы толщи перекрывают, а субвулканические интрузии прорывают вулканиты мел-палеогеновой маломихайловской свиты. По своему облику и составу улская толща схожа с кузнецовской свитой, развитой в южной части территории. На этом основании ее возраст принимается палеоцен–эоценовым.

Кузнецовский комплекс базальтовый выделен в Северо-Сихотэалинском вулкано-ареале вулканического пояса и представлен покровными и субвулканическими фациями.

Кузнецовская свита ($\text{P}_{1-2}kz$) распространена на юге в центральной и прибрежной полосе Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Выходы ее пород прослеживаются от р. Ботчи до левобережья р. Большая Хадя и вдоль побережья Татарского пролива до бухты Иннокентия. Свита представлена пироксеновыми андезитами, трахиандезитами, андезибазальтами, базальтами, лавобрекчиями и туфами андезитов, андезибазальтов, базальтов.

Эффузивы свиты с несогласием налегают на раннемеловые терригенные породы, поздне-меловые и поздне-меловые–палеоценовые вулканогенные образования синанчинской, самаргинской и богопольской свит, а также на интрузивные породы верхнеудоминского и баппинского комплексов. Свита перекрыта вулканическими образованиями колчанской, базальтоидами кизинской и совгаванской свит и прорывается их субвулканическими аналогами.

Характерное внутреннее строение свиты зафиксировано в коренных обнажениях высотой от 3 до 30 м в долине р. Мал. Хадя [209]. Углы падения покровов составляют от 10 до 20°, что является следствием течения лав по неровностям древнего рельефа. В низах свиты залегает пачка пестроокрашенных туфобрекчий мощностью 10–12 м, выклинивающаяся по латерали. Она представлена переслаиванием грубо- и среднеобломочных пород. Мощность отдельных слоев составляет 2–3 м. На туфобрекчии, а местами на породы самаргинской свиты, ложатся лиловато-черные порфиновые роговообманково-гиперстеновые трахиандезиты, среди которых присутствуют миндалекаменные разности характеризующиеся наличием миндалин размером 1–2 мм, заполненных темно-зеленым хлоритом (80 м) (аналогичный покров в бассейне р. Худьями имеет мощность около 200 м). Выше по разрезу роговообманково-гиперстеновые трахиандезиты сменяются лилово-серыми, часто полосчатыми, гиперстен-авгитовыми (60 м), на которых залегают полнокристаллические, с долеритовой структурой, темно-серые и черные с порфиrowыми вкраплениями андезибазальты (100 м). Общая мощность свиты по разрезу составляет 280–300 м.

На левобережье р. Ботчи разрез кузнецовской свиты существенно туфовый и состоит из переслаивающихся пестрых и серых с лиловым оттенком агломератовых, псефитовых, псаммитовых и пепловых туфов с мощностью отдельных напластований, часто выклинивающихся по латерали, от 0,6 до 13,5 м. С лавовыми потоками лилово-серых афировых трахиандезитов в

средней части мощностью 10–12 м и потоком (10 м) серых афировых андезибазальтов в верхней. Завершает разрез толща (25–30 м) пестроокрашенных псефитовых и псаммитовых туфов андезитов. Общая мощность разреза составляет 100–110 м. Перекрывается этот разрез туфами риодацитов колчанской свиты. От р. Ботчи и до бухты Иннокентия покровы кузнецовской свиты с поверхности сложены светлыми плотными крепкими роговообманково-биотитовыми андезитами. Выше поселка Иннокентьевский в береговом обрыве на афировых андезитах (10 м) залегают туфы и туфобрекчии андезитов (45 м) перекрывающиеся потоком лилово-серых трахиандезитов. В береговых обрывах Татарского пролива к северу и югу от мыса Гыджу разрез свиты неизменный – внизу залегают толщи напластований пирокластического материала, которые перемежаются с потоками лавобрекчий и лав пироксеновых андезибазальтов и лилово-серых трахиандезибазальтов, а в верхней части, тот же пирокластический материал перемежается с потоками двупироксеновых андезитов и оливин-пироксеновых базальтов. Кроме пластовых залежей, туфоагломераты слагают близкие к вертикальным трубообразные тела диаметром до 200–250 м, являющиеся жерловой фацией древних вулканов [143].

В пределах Совгаванского вулканического плато разрез свиты в принципе также не отличается от представленных выше. В скважине С-11, пробуренной в верховье руч. Бурный в западной части плато, подошва покрова представлена потоком трахиандезитов (7 м) на который налегает пласт (4 м) псефопсаммитовых туфов андезибазальтов (3 м). Выше залегают сравнительно мощный (49,5 м) поток андезитов (6 м) с маломощным прослоем андезибазальтов в средней части. Перекрываются андезиты потоком (12 м) андезибазальтов, а завершает разрез пласт (4 м) лавобрекчий андезибазальтов, выветрелых до структурного элювия. Выше залегают туфы риодацитов колчанской свиты. Отдельные потоки очевидно выклиниваются по латерали, так как на поверхности изолированные реликты покровов свиты обычно слагают однообразные андезибазальты, андезиты или трахиандезиты. Причем покровы андезитов находятся гипсометрически выше остальных. Мощность толщи по скважине составляет 100–150 м [292].

Для пород кузнецовской свиты в общем характерны: постепенное увеличение основности пород от низов разреза к верхам (андезиты с роговой обманкой сменяются двупироксеновыми трахиандезитами, переходящими в свою очередь в андезибазальты); смена стекловатых структур, преобладающих в нижней части разреза, долеритовыми структурами; сравнительно небольшое распространение туфов, приуроченных в большинстве к нижним частям разреза; преобладающее значение в свите двупироксеновых (авгит-гиперстеновых) трахиандезитов; пестрая окраска пород - серая, черная, лиловая, часто неравномерная полосчатая текстура; постоянное присутствие миндалекаменных разновидностей [209]. Мощность вулканитов свиты возрастает в направлении с запада на восток. Общая мощность кузнецовской свиты составляет более 300 м.

Андезиты и трахиандезиты – обычно порфировые серые, темно-серые с лиловым оттенком и серовато-лиловые породы, которые состоят из плагиоклазов, роговой обманки, биотита, пироксенов и микролитовой или гиалопитовой часто флюидальной основной массы содержащей кварц. Под микро-

скопом плагиоклаз вкрапленников как правило имеет резко выраженную зональность. В ядерной части по составу он отвечает андезин-лабрадору № 50, а краевые части состоят из кислого андезина № 31–32. Роговая обманка зеленовато-бурая обыкновенная, образует идиоморфные кристаллы размером 0,5–0,8 мм. Биотит бурый, сильно плеохроичный, слабо опациitized образует идиоморфные кристаллы размером 1,5–2 мм. Пироксены в двупироксеновых трахиандезитах образуют вкрапленники размером 0,3–0,5 мм и относятся к группе ромбических (гиперстен) и моноклинных (авгит). Моноклинные пироксены с буроватым оттенком, плеохроичные. Основная масса состоит из очень мелких микролитов плагиоклаза и мелких зерен кварца, склеенных серым вулканическим стеклом.

Андезибазальты отличаются от андезитов лишь плагиоклазами более основного состава и наличием в основной массе микролитов пироксена.

Туфобрекчии среднего и основного состава – обломочные породы в которых обломочный материал содержится в количестве 70–80 % и представлен неокатанными глыбами и реже хорошо окатанными валунами и галькой различных пород. Размеры обломочного материала в прослоях среднеобломочных туфобрекчий – до 20 см и достигают 1,5 м в агломератовых. По составу среди них преобладают андезиты, в меньшем количестве присутствуют полосчатые серо-лиловые фельзиты, красно-бурые андезибазальты и биотит-роговообманковые граниты. Кроме обломков пород, присутствуют осколки лабрадора и андезина, пироксена и оливина. Цементом является сильно хлоритизированная вулканическая масса.

Субвулканические образования – *андезиты* ($\alpha P_{1-2}kz$) кузнецовского комплекса представлены незначительными по площади телами изометричной формы приуроченные, вероятно, к эродированным вулканическим центрам. Наиболее крупное из них площадью около 4 км² сложено мелкопорфировыми андезитами с микрофельзитовой основной массой.

Покровы кузнецовского комплекса перекрывают палеоценовые гранитоиды верхнеудоминского комплекса и прорываются эоценовыми гранитами прибрежного комплекса, а также перекрываются палинологически и флористически охарактеризованными эоценовыми вулканитами колчанской свиты. В связи с этим, возраст кузнецовской свиты принимается палеоцен-эоценовым. Кроме того, палеоцен–эоценовый возраст кузнецовской свиты установлен на сопредельной с юга территории в стратотипической местности [ДВ СЛ-1000/3, 2009].

Снежинкинская свита ($P_{1-2}sn$), выделена на Сахалине В.С.Савицким в 1974 г. в Углегорско-Холмской подзоне южнее р. Августовки, где каменная и нижнедуйская свиты были объединены в единый комплекс. Представлена она песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, аргиллитами, в т. ч. углистыми, каменными углями (до 810 м). Палеоцен-эоценовый возраст определён по остаткам флоры.

К свите приурочены месторождения каменного угля.

Палеоцен-эоценовые отложения объединённых каменной и нижнедуйской свит ($P_{1km}+P_{2nd}$) выходят на дневную поверхность в узких тектонических блоках на побережье Татарского пролива и представлены конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргил-

литами углистыми, каменными углями, песчаниками, ракушняками, вскрытая мощность более 440 м.

Кайнозойские отложения акватории выполняют различные бассейны, соответствующие крупным структурно-формационным зонам (СФЗ): Западно-Сахалинской (Татарский пролив и побережье Сахалина), Южно-Сахалинской (залив Терпения и прилегающее побережье) и Северо-Сахалинской (Северо-Восточный Сахалин и прилегающий охотоморский шельф).

Стратиграфическая корреляция палеогеновых и неогеновых отложений основана на решениях МСК [151] и последующих стратиграфических исследованиях [36,72]. Несколько изменена легенда, разработанная для серии листов присахалинских акваторий: Охотское море, Татарский пролив, залив Терпения. В легенде осадочные бассейны этих акваторий соответствуют фациальным зонам. В настоящей записке, вследствие их существенного различия, (вещественное выполнение, характер строения, нефтегазоносность) они отнесены к структурно-формационным зонам (СФЗ). Обычно на сопредельной суше они разделяются на структурно-фациальные зоны (районы) со своими стратиграфическими шкалами [72, 151]. Принятая в данной записке номенклатура сейсмостратиграфических комплексов (ССК) незначительно отличается от серийной легенды. Основные отличия заключаются в следующем:

- для ССК приняты названия, соответствующие стратонам прилегающей суши. В сахалинском обрамлении Татарского пролива нет нутовского, охотского и дерюгинского горизонтов. Здесь применена номенклатура, утвержденная МСК.

- имеющиеся данные недостаточны для сплошного картирования охотского, помырского и дерюгинского ССК. Поэтому в Охотском море, в том числе и в заливе Терпения, откартирован нерасчлененный помырско-дерюгинский ССК.

Несмотря на то, что на прилегающей суше выделяются районы с разными типами разрезов, сейсмические материалы по акватории позволили проследить единые сейсмостратиграфические комплексы, которые по привязке к типовым разрезам суши и разрезам морских скважин, соответствуют региональным стратонам (стратиграфическим горизонтам), их частям или осадочным сериям (рис.).

Западно-Сахалинская СФЗ занимает Татарский пролив и юго-западную часть Сахалина, кайнозойские отложения которых образуют Западно-Сахалинский бассейн. С востока он ограничен горстовым поднятием Западно-Сахалинских гор (Главное меловое поле Сахалина), а на западе мел-палеогеновым Сихотэ-Алинским вулканическим поясом.

В Татарском проливе по характеру распределения мощностей и особенностям строения чехла выделяются несколько суббассейнов: Северо-Татарский, занимающий северную половину пролива, Южно-Татарский, на юге раскрывающийся к глубоководной впадине Японского моря, и Румои-Невельский, протягивающийся с Хоккайдо на Крильонский участок шельфа Сахалина [36]. В пределах листа М-54 расположены Северо-Татарский суббассейн и северная часть Южно-Татарского суббассейна.

Стратиграфия кайнозойских отложений Западно-Сахалинского бассейна основывается на опорных естественных и буровых разрезах Юго-Западного Сахалина [72]. Кайнозойские толщи несогласно перекрывают верхнемеловые образования и традиционно разделяются на осадочные серии: палеоцен-эоценовую западно-камышевую, олигоцен-нижнемиоценовую сергеевскую и ниже-верхнемиоцен-плиоценовую макаровскую.

В Татарском проливе на площади листа пробурено 8 скважин. Они вскрыли макаровскую серию, а забои некоторых скважин вошли в самые верхи сергеевской серии. Нижележащие же отложения изучены бурением только на крильонском шельфе, на акватории южнее описываемого листа.

В кайнозойском осадочном чехле Западно-Сахалинского бассейна сейсморазведкой выделено более 10 отражающих горизонтов. Нижние из них, относящиеся к западно-камышевой и сергеевской сериям, а также поверхность акустического фундамента наиболее уверенно прослежены на крильонском шельфе, а в пределах листа М-54, наиболее надежно прослежены лишь верхние горизонты, соотносимые с макаровской и, частично, с сергеевской сериями. В последних работах [312, 311, 36] для Татарского пролива была проведена унификация отражающих горизонтов. Это позволило с разной точностью выделить поверхность акустического фундамента и откартировать региональные СКК в осадочном чехле: западно-камышевый, сергеевский, углегорский, курасийский, нижнемаруямский и верхнемаруямско-дерюгинский (рис.1).

Западно-камышевый СКК (\mathbb{P}_{1-2k}) морскими скважинами в пределах листа М-54 не вскрыт и сведения о нем остаются во многом предположительными и базируются на данных по прибрежным разрезам суши. Мигрирующий характер кайнозойских депоцентров в Западно-Сахалинском бассейне и наблюдения за изменением состава и мощностей раннекайнозойских отложений дает основание предположить, что осадочный депоцентр палеоцен-эоценового западно-камышевого СКК располагается, в основном, в пределах сахалинского побережья. Ожидается, что в западном направлении, в районе мелководья Татарского пролива, осадочные отложения этого возраста выклиниваются или частично замещаются вулканогенными образованиями [36, 169].

Эоцен. Нижнедуйская свита (\mathbb{P}_{2nd}), выделенная на Сахалине А. Криштофовичем и П.И. Полевым в 1917 г., развита в тектонических блоках Александровской подзоны и представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, ракушняками, конгломератами, гравелитами, углистыми аргиллитами, каменными углями (300-900 м). Эоценовый возраст определён по остаткам флоры *Osmunda sachalinensis Krysh.*, *Myrica ovalifolia Borsuk*, *Trochodendroides arctica (Heer) Berry*. Со свитой связаны месторождения каменных углей.

Краснопольевская свита (\mathbb{P}_{2kr}), выделена А.А. Капицей в 1948 г. Распространена в Углегорско-Холмской подзоне, южнее р. Августовки, севернее её входит в состав геннойшинской свиты. Залегает на нижнедуйской согласно. Сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пластами пудингов, конгломератов, устричников.

Мощность ритмов в среднем 10-15 м, мощность свиты 250-1100 м. Возраст определяется по комплексу пелеципод с *Ostrea agnevoensis* и *Mytilus litoralis*, а также по фораминиферам и флоре [14, 43ф].

Такарадайская свита (P_2tk) выделена Е.М. Смеховым в 1948 г. Развита в тех же районах, что и краснопольевская свита, на которой она залегает согласно. Это преимущественно алевролитовые морские отложения, в верхней части развиты пачки ритмичного переслаивания алевролитов, аргиллитов, песчаников с прослоями гравелитов и устричников. Мощность свиты 800-1000 м. В ней установлен комплекс эоценовых моллюсков с *Megayoldia (Portlandia) scaphoeldes* и фораминифер с *Poronaica poronaensis*, *Cassidulina minima* [151, 384].

Эоценовые отложения объединённых краснопольевской и такарадайской свит (P_2kr+tk) выходят на дневную поверхность в двух узких тектонических блоках на западном побережье Сахалина в районе м. Полевого и пос. Бошняково. Представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами (до 1750 м).

Люкаминская свита (P_2lk). Выделена в 1937 г И.Б. Плешаковым по р. Люкама в Луньско-Пограничном прогибе. Распространена в пределах Луньско-Пограничной подзоны, в долинах рек Пиленга, Хой, Богатая, на восточных склонах Центрального хребта.

Представлена пресноводно-континентальными угленосными и прибрежно-морскими образованиями, залегающими с угловым несогласием на мезозойских образованиях. В основании свиты базальный горизонт конгломератов мощностью до 100 м. Литологический состав пород свиты характеризуется фациальной невыдержанностью по площади. Сложена она преимущественно песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов, углистых аргиллитов, углей, в меньшей мере, конгломератов и гравелитов.

Мощности свиты (построены графически) составляют 800-1000 м в центральной части Луньско-Пограничного прогиба.

В люкаминской свите собраны: флора, среди которой Н.М. Вокуевой определены: *Salix varians* Goerr., *Populus balsamoides* Goerr., *Daphneersoniaeformis* O.Web. и др.; фораминиферы (определения Л.И. Митрофановой): *Hippocrepinella* sp., *Astrononion hamadaensis* Asano, *Haplophragmoides oblongus* Volosh., *Islandiella curvicamerata* (Volosh.) и др. На основании этих находок возраст люкаминской свиты принят эоценовым.

Южно-Сахалинская СФЗ акватории.

В осадочном чехле залива Терпения по сейсмическим данным [228,318] можно разделить на 5 ССК: нерасчлененный палеогеновый, сергеевский, углегорско-курасийский, маруямский и помырско-дерюгинский. Они разделены поверхностями несогласий (отражающими горизонтами) V_{II} , B_{II} , A_{II} и A_2 .

Палеогеновый ССК ($^sP_2?$) Южно-Сахалинской СФЗ отождествляется с существенно терригенными образованиями палеогена. Собственно палеогеновый (досергеевский) ССК присутствует только в мульдах крупных синклиналей или в отдельных грабенах. Наиболее древней из кайнозойских отложений, известных на прилегающей суше, является песчано-алевролитовая утесовская толща [15= Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-

Восточного Сахалина (Макаровский разрез)/А.Д.Архипова, Н.Я.Брутман, Л.С.Жидкова и др. – СПб.: ВНИГРИ, 1992.- 358 с.], вскрытая на северном побережье залива Терпения параметрической Поронайской скважиной (2345-3001 м), скважинами Камышевой-4 (2300-2604 м), Южно- Камышевой (2020-2200 м), Невской-2 (2320-3001 м), Кенгинской-5 (1865-2701 м). Палеоэоценовый возраст этих отложений определен, в основном, по споропыльцовым спектрам. В верхней части толщи в скв. Камышевой-4 (2419-2424 м), Л.И. Митрофановой обнаружены планктонные фораминиферы вида *Globorotalia lensifotis Subbotina*, указывающие на эоценовый возраст пород. В вышележащих отложениях (1000-2300 м) разреза этой скважины и в близлежащих скважинах – Лермонтовская-1 (2211- 2620 м), Невская-2 (2150-3000 м) – обнаружены споро-пыльцовые спектры и фораминиферы эоценового возраста.

Палеогеновый ССК на многих участках выделяется предположительно и отсутствует на всех крупных поднятиях: Найбинском, Невском и Дудинском.

На сейсмических разрезах для рассматриваемого комплекса характерны отсутствие протяженных отражений и резкая смена волновой картины. Сравнительно хорошо комплекс выделяется на северо-западе залива; на востоке он представлен неяснослоистой толщей осадков.

Мощность палеогенового ССК может быть определена только в районе Вахрушевской антиклинали (Макаровский прогиб), где более надежно опознаются его границы. На западном крыле Вахрушевской антиклинали мощность комплекса изменяется от 125 м на северной периклинали до 800 м в центральной части структуры.

Северо-Сахалинская СФЗ акватории.

В Северо-Сахалинской СФЗ осадочный чехол резко несогласно залегает на эродированном фундаменте. В чехле откартировано 10 отражающих горизонтов. Наиболее важными являются: 10 (А_ф), 9, 7, 6, 5^а и 2, определяющие границы ССК. Всего выделено и откартировано 6 ССК: палеогеновые: люкаминский, мачигарско - даехуриинский; миоценовые: уйнинско - дагинский и окобыкайский; миоцен - плиоценовый нутовский; плиоцен - четвертичный помырско - дерюгинский.

Люкаминский ССК (^SP₂lk) Северо-Сахалинской СФЗ распространен только на юге СФЗ, в Пограничном бассейне, и смежных с ним с севера участках. Комплекс выполняет грабен-рифты, где его мощность достигает 2 км, и полностью выклинивается к наиболее крупным поднятиям. Сейсмический рисунок разнообразен, но преобладают плохо коррелируемые холмообразные и хаотические отражения. В глубоких асимметричных полуграбенах люкаминский ССК характеризуется типичной текстурой раннего заполнения рифтов – крутопадающий разворот слоев к листрическим разломам. Комплекс резко отличается от несогласно перекрывающих его толщ, имеющих уже параллельно-слоистое строение. По сейсмическим данным можно предполагать разнообразие фациальных обстановок люкаминского времени, но несомненно, что здесь широко развиты континентальные отложения ранних периодов заполнения грабен-рифтов.

На прилегающей суше рассматриваемый комплекс (люкаминская, ратмановская свиты) сложен преимущественно континентальными отложениями. В его основании залегают базальные конгломераты и гравелиты мощностью до десятков метров, песчаники неясно- и косослоистые с углистыми линзами и пресноводными моллюсками, перекрытые чередованием алевролитов, песчаников, углистых аргиллитов и углей. В верхней части свиты отмечены тонкие прослой туфов. Общая мощность свиты от 0 до 400-600 м.

Эоцен–олигоцен.

Эоцен–олигоценные образования представлены на материковой суше *сизиманским андезит-базальтовым комплексом* в составе Восточно-Сихотэалинского ВПП и целым рядом свит на Сахалине.

Сизиманская свита (P_{2-3sz}) распространена от Совгаванского вулканического плато на юге и до северной части Восточно Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Выходит на поверхность преимущественно в прибрежной материковой полосе и береговых обрывах вдоль Татарского пролива из-под покровов кизинских базальтов. Вулканисты свиты залегают на вулканистах самаргинского, богопольского и кузнецовского комплексах, на эоценовых гранитоидах прибрежного комплекса и перекрываются, вулканистами колчанского, кизинского и совгаванского вулканических комплексов.

Свита сложена преимущественно пирокластическими породами – агломератовыми и пепловыми туфами, лавобрекчиями и туфобрекчиями основного и среднего состава и в подчиненном количестве – лавами андезитов, андезибазальтов, трахиандезитов, трахибазальтов, а также туфопесчаниками, туффитами, лигнитами и опоками.

Характерной особенностью строения свиты является чередование мощных пачек агломератовых, псефитовых и псаммитовых туфов и туфобрекчий с маломощными лавовыми потоками. Породы свиты имеют достаточно свежий облик. Лавы часто имеют плитчатую, шаровую, глыбовую и скорлуповатую отдельность. Нередко отмечается слоистость в пирокластических и вулканогенно-осадочных отложениях. Большая часть грубого пирокластического материала приурочена к нижней половине разреза, где наблюдаются также прослой и линзы туфогенно-осадочных пород - туфопесчаников, туффитов, лигнитов и опок, а в средней и верхней части местами преобладают лавы основного и среднего состава, переслаивающиеся с более тонким туфогенным материалом. Мощность лавовых потоков составляет от 8 до 20 м, реже более 20 м. Мощности пачек пирокластического материала достигают несколько десятков метров, а иногда и свыше ста (до 120 м) метров. Количество пирокластического материала, а также его мощность значительно возрастают с запада на восток. На обширных участках прибрежных водоразделов преобладают лавы андезитов, трахиандезитов и андезибазальтов, реже базальтов, которые вероятно являлись заключительной фазой пирокластических извержений стратовулканов, разрушенные конусы которых картируются и дешифрируются на космоснимках вдоль всего побережья Татарского пролива. В западном направлении вулканисты свиты перекрыты покровами кизинских базальтоидов.

Типичное строение сизиманской свиты наблюдалось на побережье Татарского пролива южнее мыса Сюркум [23]: агломераты и туфобрекчии, состоящие из обломков андезитов и трахиандезитов светло-серого и лиловато-серого цвета, сцементированных псаммитовым литовитрокристаллокластическим туфом андезитового состава. В верхней части (25 м) туфы содержат большое количество 30–50-сантиметровых обломков андезитов и трахиандезитов. Цементом служат мелкообломочные туфобрекчии и псаммитовые туфы андезитового состава – 50–60 м; чередование четкообразных прослоев псаммитовых литокристаллокластических туфов с растительными остатками и туфобрекчий, состоящих из обломков андезитов, а также линз опок, лигнитов и погребенных почв с большим количеством растительного детрита – 15–20 м; лавобрекчии андезитового состава – 15–17 м; андезибазальты и андезиты темно-серые с мелкопорфировой структурой – 10–15 м; лавобрекчии андезитового состава, переслаивающиеся с туфобрекчиями, содержащими мало-мощные быстро выклинивающиеся потоки порфировых андезитов. В этой пачке наблюдается секущее штокообразное тело (мощность 4 м), сложенное порфировыми андезитами – 30–35 м; туфобрекчии серые, состоящие из лапиллей (1–4 см) пироксеновых андезитов и андезибазальтов с цементом из псаммитового литокристаллокластического туфа андезидацитового состава – 18 м; туфовый агломерат буровато-серый, состоящий из глыб андезидацитов с цементом из литовитрокристаллокластического псаммопсефитового туфа – 25–27 м; туфовый агломерат и грубообломочные туфобрекчии с линзовидными прослоями мелкообломочных туфов и туфобрекчий – 25–27 м; туфовый агломерат, состоящий из угловатых обломков андезитов и трахиандезитов – 22 м. Мощность разреза 215–220 м.

Подобное строение свита имеет практически на всем протяжении побережья Татарского пролива. В отдельных горизонтах туфобрекчий присутствуют крупные (до 120 см в поперечнике) глыбы базальтов, андезибазальтов, андезитов, а временами и ороговикованных андезитов самаргинской свиты. В нижней, а иногда и средней частях разреза иногда преобладают вулканогенно-осадочные породы – туфопесчаники и опоки. Последние образуют линзообразные прослои мощностью до 12 м.

Ниже устья р. Хуту обнажен фрагмент разреза нижней части свиты [64]: опоки белые с большим количеством песчаных частиц – 5 м; агломератовые туфы, состоящие из округлых и угловатых обломков (до 2–5 см) песчаников, андезитов, дацитов, алевролитов, сцементированных базальтовым туфом – 2 м; опоки белые, аналогичные нижележащему слою – 2 м; туфопесчаники светло-серые, разнозернистые – 1,5 м; агломератовые туфы, аналогичные нижнему слою – 3 м; туфопесчаники желтовато-серые, среднезернистые с угловатыми обломками андезитов, дацитов, песчаников – 5 м; андезиты пироксеновые с характерной шаровой отдельностью – 40 м. Всего по разрезу 58,5 м.

Лавы базальтов, андезибазальтов, пироксеновых андезитов и трахиандезитов с характерной скорлуповатой отдельностью чередуются с туфами, туфобрекчиями и агломератовыми туфами значительной мощности и редко имеют большую мощность чем туфы. К югу от мыса Гыджу и севернее мыса Лессепс-Датта, в береговых обрывах Татарского пролива, на размытой поверхно-

сти самаргинской свиты, туфогенный материал переслаивается с лавами и разрез выглядит следующим образом [143]: андезибазальты оливин-пироксеновые плитчатые, плотные, темно-серые – 40 м; туфобрекчии светло-серые, желто-бурые, и бурые, состоящие из мелких (1–2 см) обломков афировых андезитов, андезибазальтов, бурого вулканического стекла, обломков плагиоклазов и пироксенов (авгита и гиперстена), реже оливина, обломков фельзита и кристаллов кварца и роговой обманки – около 30 м; трахибазальты оливин-пироксеновые плотные, лилово-серые – 8–12 м; туфобрекчии мелкообломочные, переходящие в литокластические туфы, которые состоят из мелких обломков слабо раскристаллизованных андезитов, андезибазальтов, вулканического стекла и пепла – 0,8 м; выклинивающийся по простиранию покров плотных андезитов – до 14 м; пачка переслаивания туфобрекчий, лавобрекчий и лав трахибазальтов лилово-серых порфириновых и афировых – 41 м. Видимая мощность разреза 137 м.

Общая мощность свиты колеблется от 200 до 500 м [23]. На всем протяжении распространения сизиманской свиты часто встречаются реликты конусов вулканических аппаратов. В восточной части Совгаванского вулканического плато, на правом берегу р. Уй, агломератовые туфы и в меньшей степени андезитовые лавы, слагают подковообразную возвышенность почти круглую в плане, представляющую собой реликт шлакового вулканического конуса диаметром около 9 км (Уйский вулкан), центральная часть которого уничтожена вулканическим взрывом [143].

Жерловые образования представлены туфоагломератами, которые слагают близкие к вертикальным трубообразные тела диаметром от первых десятков метров до нескольких километров. Жерловины обычно выполнены агломератовыми туфами или крупнообломочной брекчией, нередко сопровождаются околержловым шлаковым конусом. Часто в центральной части обнажается подводный канал, представленный субвулканическими базальтами, андезитами и андезибазальтами. В восточной части Совгаванского вулканического плато, на правом берегу р. Уй, агломератовые туфы и в меньшей степени андезитовые лавы, слагают подковообразную возвышенность почти круглую в плане, представляющую собой реликт шлакового вулканического конуса диаметром около 9 км (Уйский вулкан), центральная часть конуса которого уничтожена вулканическим взрывом. Над более мелкими жерловинами образуются шлаковые конусы, отражающиеся в рельефе небольшими острыми вершинами.

Брекчии состоят из различных по размеру, иногда достигающих 1,5 и более метров, обломков пористых базальтов, плотных базальтов, андезитов, реже дацитов, песчаников и других вмещающих пород, сцементированных часто пузыристой буро-черной массой вулканического стекла. На всей протяженности покровов сизиманской свиты, и особенно вдоль побережья, распространены реликты конусов вулканических аппаратов, трассирующих крупные разломы.

Все разновидности вулканических пород слагающих свиту, по своему химическому составу, облику и структуре, не отличаются от вулканитов ниже лежащей кузнецовской и более поздней кизинской свит.

Субвулканические образования – андезибазальты, базальты, андезиты, трахиандезиты ($\alpha\beta P_{2-3sz}$) слагают субвулканические тела преимущественно изометричной формы и сложные по форме силлы, реже трещинные вытянутые и дайкообразные тела, контролирующие кольцевые и линейные разломы северо-восточного и северо-западного простирания. Они прорывают лавовые покровы и пирокластические толщи сизиманской свиты и иногда более древние мел-палеоценовые образования. Андезибазальтами и базальтами сложены преимущественно субвулканические интрузии изометричной и неправильной формы с крутопадающими контактами, которые отпрепарированы обычно в кальдерах вулканических аппаратов и являлись магмопроводящими каналами. Контакты у них эруптивные отчетливые, породы содержат равномерно рассеянное большое количество ксенолитов андезитов, андезидацитов, диоритов, гранодиоритов и др. пород. В приконтактной зоне вмещающие образования обожжены в зоне первых сантиметров, а в туфах зоны обжига достигают 3-х метров и приобретают кирпично-красную и бурю окраску. В эндоконтакте интрузий образуется зона черного стекла мощностью 5–10 см. Часто андезибазальты, андезиты и трахиандезиты образуют и экструзии, отражающиеся в рельефе куполообразными вершинами с отчетливыми уступами. Дайкообразные тела обычно не превышающие шириной 200 метров и протяженностью 1,5 км контролируют дугообразные и радиальные разломы кальдер, а наиболее крупные трассируют разломы по которым происходили лавовые излияния. Автомагматических изменений во вмещающих интрузии породах не наблюдалось. По составу все породы слагающие субвулканические интрузии не отличаются от своих покровных аналогов. Отличает их лишь большое количество крупных фенокристаллов, массивная текстура и более раскристаллизованная структура основной массы. Кроме того, породы слагающие дайки и вытянутые интрузии, имеют плитчатую отдельность, направление которой совпадает с простиранием тел [383].

Возраст. Базальтоиды и туфы сизиманской свиты залегают на кислых вулканитах, маломощные прослои которых находятся стратиграфически выше кузнецовской свиты.

В 2 км к югу от пос. Сизиман в береговых обрывах наблюдались прослои туфов риолитов [Михалина, 1957 г.=115?], залегающих на базальтах видимо кузнецовской свиты и перекрывающихся базальтами сизиманской свиты. Туфы светлые, рыхлые, с прослоями в верхней части фельзитов мощностью 3–10 см. Мощность горизонта туфов достигает 25 м. Аналогичные туфы риолитов наблюдались южнее оз. Хой в береговых обрывах Татарского пролива. Такие же риолиты и их туфы отмечались в разрезе на реке Ботчи, которые налегали на базальты кузнецовской свиты. В 5 км севернее бух. Сизиман, у мыса Китуси, мыса Сюркум и у мыса Накатова, в грубозернистых туфах найдена обильная флора, среди которой Р. З. Генкиной были определены: *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Fruit* cf. *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Myrica* sp., *Euonymus santotomasensis* Berry, *Citrophylum eocenicum* Berry, *Banisteria texana* Berry, *Fagara petraflumensis* Berry, *Diospyros rotundifolia* Lesg., *Ficus inaequalis* Lesg., *Magnolia* sp. cf. *Magnolia lakessii* Knowlton, *Acer* sp. cf. *Acer trilobatum* A. Berry, *Leguminosites* sp. ex gr., *Leguminosites serrulatus* Lesg., *Fraxinus* cf. *eocenica* Lesg., *Buettneria jacksoniana* Berry, *Rhus* sp. ex.

gr. *Rhus Hilliae* Lesg., *Nectandra antillanifolia* Berry. По мнению Р. З. Генкиной, возраст указанной флоры эоценовый, возможно нижнеэоценовый [Михалина, 1957 г=115?].

Геннойшинская свита (P_{2-3gn}), выделена на Сахалине С. Шимидзу в 1925 г. Распространена вдоль побережья Татарского пролива от г. Александровск до пос. Бошняково (Александровская подзона Южно-Сахалинской СФЗ). Залегает с размывом на нижнедуйской свите. Свита (до 880 м) сложена довольно однообразной толщей почти чёрных аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями полимиктовых песчаников с мелкой галькой, мергелистыми конкрециями и образованиями «геннойши» (псевдоморфозы кальцита по гейлюсситу). Эоцен-олигоценовый возраст свиты определяется по остаткам пеллеципод и листовой флоры.

Аракайская свита (P_{2-3ar}) выделена Е.М. Смеховым в 1948 г. Распространена в Углегорско-Холмской подзоне вместе с такарадайской свитой, на которой она залегает согласно. Представлена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туффитами, туфоалевролитами, гравелитами, конгломератами, туфами андезитов, дацитов, трахириолитов (до 1100 м). Нижняя часть (100-200 м) свиты сложена слабокремнёнными алевролитами. Средняя часть (до 400 м) – конгломератами (внизу) и алевролитами с прослоями песчаников и туффитов. В верхней части (до 450 м) наблюдается чередование пачек грубых туфов и туффитов и песчано-алевритовых пород. Иногда в составе свиты отмечаются потоки андезитов. Общая мощность её 1000 м. Севернее р. Августовка одновозрастные образования входят в состав геннойшинской и хойнджинской свит. В аракайской свите установлены комплексы моллюсков: *Megayoldia deformis*, *Trominina japonica* и *Papyridea matschigarica* (мачигарский комплекс). Об олигоценовом возрасте свидетельствуют также комплексы фораминифер и остатки растений [151, 384].

Гастелловская свита (P_{2-3gs}) выделена в пределах Сахалина В.Д. Козыревым в 1960 г., развита в Макаровской и Тымь-Поронайской подзонах, представлена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, туффитами, туфами, бурыми углями (300-700 м). Залегает согласно на палеоцен-эоценовых отложениях, либо лежит трансгрессивно на разных горизонтах мела или отделена от них Центрально-Сахалинским разломом. В стратотипическом разрезе по р. Гастелловка и южнее свита сложена в нижней части песчаниками и конгломератами с линзами бурого угля, а в верхней – преимущественно алевролитами с прослоями песчаников. В составе гастелловской свиты находится мачигарский комплекс ископаемых моллюсков, который и определяет эоцен-олигоценовый возраст.

Эоцен-олигоценовые отложения объединённых гастелловской и холмской свит ($P_{2-3gs-hl}$), сложенные песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами, туффитами, туфоалевролитами, туфами, микститами, углями бурыми, с ориентировочной мощностью до 1650 м, узкой полосой выходят на дневную поверхность на западном побережье зал. Терпения, южнее пос. Восточный.

Мачигарско-даехуриинский ССК ($^{\delta}P_{2-3m\check{c}-dh}$) Северо-Сахалинской СФЗ имеет практически повсеместное распространение. Вместе с тем существуют вопросы в сопоставлении этого интервала разреза, связанные с неуверенной

корреляцией отражающих горизонтов в зонах поднятий и нарушений, особенно на границе Пограничного и Северо-Сахалинского бассейнов. Рассматриваемый комплекс на суше соответствует мутновской и пиленгской свитам в Пограничном бассейне и мачигарской и даехуриинской свитам в Северо-Сахалинском бассейне.

На поверхность дна мачигарско-даехуриинский ССК выходит только в Пограничном бассейне, в своде Северо-Рымникской антиклинали, а также на южном мелководье, где сопряжен с обнажениями пиленгской свиты на побережье.

На акватории Пограничного бассейна мачигарско-даехуриинский ССК отражением 8 разделяется на 2 части (подкомплекс): мутновский и пиленгский. Для мутновского подкомплекса характерно параллельно-слоистое строение с чередованием высоко- и низкоамплитудных отражений. Мощность подкомплекса в прогибах достигает 3-3,5 км, но к поднятиям по схеме подошвенного налегания она резко уменьшается до полного выклинивания отложений. Пиленгский подкомплекс распространен на всей акватории, на поднятиях несогласно перекрывая фундамент. Характер напластований – параллельно-слоистый. На участках трансгрессивных перекрытий подстилающих отложений и фундамента наблюдаются высокоамплитудные отражения, но в целом на большей части акватории, особенно в прогибах, пиленгские отложения представлены низкоамплитудным, зачастую полупрозрачным сейсмическим рисунком. Нижние слои пиленгского подкомплекса на антиклиналях трансгрессивно перекрывают нижележащие отложения, верхние – выравнивают палеорельеф. Мощность подкомплекса изменяется от 100 метров на поднятиях до 2 км и более в депрессиях.

Общая мощность мачигарско-даехуриинского комплекса в Пограничном бассейне изменяется от 100 метров на поднятиях до 3-4 км в Пограничном прогибе. На акватории комплекс вскрыт наклонно-направленной скважиной Восточно-Окружная-1, с отходом с берега на шельф на 1250 м и глубиной 2848 м, кроме того за пределами листа он вскрыт в призабойной части скважины Борисовская-1 (1636-1811 м), расположенной юго-восточнее рассматриваемого листа. Рассматриваемый комплекс представлен кремнистыми аргиллитами и халцедонитами, аналогичными породами пиленгской свиты прилегающей суши.

На широте Лунского залива происходит изменение разреза. Сейсмические разрезы Северо-Сахалинского бассейна отличаются малой разрешенностью мачигарско-даехуриинского ССК. Его сейсмический облик изменяется от низкочастотного субпараллельного чередования рефлекторов до бессистемных, часто хаотических сейсмофаций. Мощность комплекса также претерпевает значительные изменения – от более 3 000 м в синклиналих до тонкого (десятки – первые сотни метров) трансгрессивного перекрытия фундамента на поднятиях. На акватории Северо-Сахалинского бассейна морские скважины не вскрыли мачигарско-даехуриинский ССК, но его стратиграфические аналоги (мачигарская и даехуриинская свиты) изучены многочисленными скважинами на суше.

Олигоцен.

Колчанский комплекс трахириодацитовый выделен в Северо-Сихотэалинском звене Восточно-Сихотэалинского ВПП и представлен покровными и субвулканическими фациями.

Колчанская свита (P_3kl) образует незначительные по площади покровы преимущественно в прибрежной полосе Татарского пролива. Её выходы отмечаются в нижнем течении р. Ботчи под базальтами кизинской свиты в эрозионных окнах на Совгаванском вулканическом плато, а также в вулканотектонических структурах, расположенных в бассейнах верхнего течения рек Тумнин и Уй. Свита частично обнажается в береговых обрывах Татарского пролива севернее бухты Сизиман и южнее бухты Тихая, а также в истоках р. Псю. Практически везде вулканиты колчанской свиты находятся в ассоциации с сизиманскими. Представлена свита трахириолитами, трахириодацитами, трахидацитами, их туфами, игнимбритами трахириолитов, иногда тефроидами дацитов и риодацитов, перлитами, туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и опоками. Характерными особенностями вулканогенных пород и свиты в целом являются их относительная свежесть, пестрый петрографический состав, преобладание белых, розовых и лиловых окрасок, значительное развитие туфовых разностей и присутствие вулканических стекол.

В бассейне р. Ботчи, разрез свиты представлен толщей переслаивающихся фельзитов, трахириолитов и, в меньшей степени, пестроокрашенных кислых туфов и туфолов трахидацитов. Эти породы обнажаются в эрозионных окнах из-под покровов андезибазальтов кизинской свиты. На подстилающие андезиты кузнецовской свиты они налегают без видимого несогласия. Пирокластические разности приурочены к низам разреза. Мощность отдельных покровов колеблется от 2–3 до 8–10 м. Суммарная мощность разреза здесь составляет 120 м. Западнее, на слиянии рек Ботчи и Мульпа, вулканогенная часть свиты отсутствует и разрез представлен толщей вулканогенно-осадочных пород общей мощностью около 200 м. В нижней части разреза преобладают чередующиеся слои туфопесчаников, туфоаргиллитов, разнообломочных туфов и редких прослоев опок (20 м). Мощность отдельных слоев колеблется от нескольких сантиметров до 2–3 метров. На них налегает монотонная пачка туфопесчаников грязно-зеленого цвета с обуглившимися растительными остатками (40 м). Выше по разрезу туфопесчаники сменяются пачкой фарфоровидных полосчатых опок (опоковидных туфов) с тонкими (1–3 см) прослоями туфов и туфопесчаников (до 140 м). Опоки состоят из аморфного кремнезема с незначительной примесью глинистого материала; присутствуют также разности, состоящие из мельчайших шариков опала с незначительной примесью глинистого вещества (трепелы). Нередко в них встречаются обломочные включения фельзитов и риолитов с витрофировой структурой.

Севернее, в эрозионных окнах на Совгаванском плато распространены преимущественно лавы, а туфы трахириодацитов, дацитов, трахириолитов отмечены в подчиненном количестве. Все эти разности пород образуют довольно тонкое переслаивание. В низах разреза преобладают туфы и туфолавы, а в верхних частях лавы. Характерный разрез свиты закартирован на склонах долины р. Коппи ниже устья р. Йоли. В разрезе существенное значение имеют флюидалные лавы дацитов, которые чередуются с туфами даци-

тов и риодацитов через 10–40 м. Контакты между лавами и туфами спаянные, извилистые, без видимых приконтактных изменений пород. В составе разреза также присутствуют тефроиды, риодациты и туфы риолитов, которые образуют маломощные линзы среди туфов дацитов. Западнее, в междуречье Йоли–Глубокий, в нижней части разреза между пластами туфов дацитов и трахириодацитов залегает маломощный (5–8 м) пласт глинистых туфоалевролитов, которые перекрываются лавами дацитов (8 м). Завершает разрез пачка (более 15 м) слоистых тефроидов, в основании которой находятся псефопсаммитовые туфы трахириодацитового состава, а в верхней части – псаммоалевритовые дацитового состава, в которых захоронены углефицированные растительные остатки в прослое мощностью до 5 см. Залегают породы в этом разрезе с падением на северо-запад под углом 35–40°. В юго-западной части Совгаванского плато разрез свиты существенно туфовый. Скважиной перебурены псефопсаммитовые туфы риодацитов мощностью 38 м, залегающие на сизиманской свите и выше сменяющиеся туфами риолитов (более 6 м). В южной части Совгаванского плато, в ассоциации с лавами дацитов и риолитов, отмечаются линзы перлитов мощностью около 2 м. В обрамлении плато вулканы колчанской свиты образуют небольшие самостоятельные покровы площадью до 2,5 км² не выражающиеся в масштабе карты, которые залегают на осадочных образованиях и андезитах самаргинской свиты. Они обычно сложены однообразными породами – лавами дацитов или их туфами, и трахириодацитами. Мощность покровов колчанской свиты в районе совгаванского плато составляет 50–120 м [292].

На побережье Татарского пролива в 2 км к югу от пос.Сизиман и южнее оз.Хой в береговых обрывах под базальтами кизинской свиты наблюдался горизонт мощностью 25 м рыхлых светлых туфов риолитов, в верхней части с прослоями фельзитов мощностью 3–10 см. В небольших эрозионных окнах в днищах долин притоков р.М.Сизиман обнажаются лиловые мелкопорфировые и афировые трахириодациты и трахидациты [22].

К северу от описанного выше участка, в верховьях рек Тумнин и Уй, вулканы колчанской свиты выполняют Авланскую и частично Уйскую кальдеры проседания [481]. В Авланской кальдере вулканы колчанской свиты распространены преимущественно в южной и центральной частях структуры, занимая площадь изометричной формы около 100 км², и представлены туфами, лавобрекчиями, игнимбритами, реже лавами трахириолитов и трахириодацитов. Туфы трахириолитов (мощность пластов 20–50 м) находятся обычно в нижней части разреза. Они содержат обломки вмещающих пород – осадочных, андезитов, дацитов, гранитов верхнеудоминского комплекса. В средней части туфы перемежаются с флюидальными мелкопорфировыми лавами и лавобрекчиями трахириолитов и трахириодацитов (мощность 40–80 м), а завершает разрез мощный (110 м) поток игнимбритов трахириолитов. В южной части Авланской кальдеры в разрезе преобладает пирокластический материал, а ближе к центру структуры – лавы, лавобрекчии и игнимбриты трахириолитов, среди которых встречаются маломощные (10–15 м) прослои и линзы густосферолитовых трахириолитов. Всего мощность свиты здесь составляет от 205 до 295 м. В Уйской кальдере проседания вулканы колчанской свиты представлены в основном лавами однообразных лиловых флюидальных мел-

копорфировых трахириолитов, среди которых изредка присутствуют мало-мощные (до 15-20 м) горизонты туфов. В верхней части иногда встречаются сферолитовые риолиты. [481]. Общая мощность колчанской свиты достигают 500 м.

Прорываются покровы свиты субвулканическими интрузиями и базальтовыми дайками кизинского комплекса.

Субвулканические образования – *трахириолиты, трахидациты и их автомагматические брекчи* ($\tau\lambda\text{P}_3kl$) слагают субвулканические интрузии, жерловины и экструзии. Развиты они в основном в пределах Уйской и Авланской кальдер проседания среди вулканитов $\tau\lambda$ свиты, а также в непосредственной близости от них среди покровов сусанинской, маломихайловской и татаркинской свит. Два небольших тела обнажаются в жерловинах эродированных вулканических аппаратов на побережье Татарского пролива к югу от бухты Тихая. Площади их выхода на поверхность колеблются от 0,1 до 10 км². Наиболее распространены они в Авланской кальдере, особенно на юге и юго-востоке, и располагаются в ее периферической части. Формы тел в основном трещинного типа, вытянутые и дугообразные, образуют отдельные дайки и дайковые поля. Протяженность даек от 200 м до 7,5 км при мощности от первых метров до 1 км. Места пересечения дуговых и радиальных разломов контролируют выходы более крупных тел изометричной формы. Сложены они крупнопорфировыми трахириолитами, а на побережье Татарского пролива – трахидацитами различных цветов от лилового до коричневого. Количество вкрапленников неравномерно и колеблется от 10–15 % в краевых частях до 30–40 % в центральных. Для центральных наиболее раскристаллизованных зон также характерны более светлые окраски пород. Эрозионный срез большинства субвулканических образований неглубокий, так как почти повсеместно сохраняются ксенолиты кровли площадью от первых до 200 м², а также в их апикальных частях встречаются менее раскристаллизованные участки. В Уйской кальдере количество субвулканических тел невелико и они характеризуются незначительными размерами (наиболее крупное 0,35 км²), вероятно из-за неглубокого эрозионного среза, так как над невоскрытыми телами расположены сравнительно крупные локальные магнитные аномалии. О форме субвулканических тел на глубине можно судить только на основании аэромагнитных данных. Большинство имеют штокообразную форму, которая в поперечном сечении практически соответствует очертаниям интрузий в современном эрозионном срезе. Контакты тел с вмещающими образованиями крутые (от 40 до 85°) слабоизвилистые, часто инъекционные и эруптивные. Контактное воздействие субвулканических интрузий на вмещающие породы не превышает первых метров, а зачастую его совсем не наблюдается.

Жерловины представляют собой субвертикальные тела изометричной и неправильной формы с площадью выхода на поверхность от 0,25 до 3,5 км². В строении наиболее крупных жерловин наблюдается некоторая зональность. Средняя часть сложена тонкоплитчатыми мелкопорфировыми и слабофлюидальными трахириолитами розовато-коричневато-розового цвета, которые местами имеют лучшую раскристаллизацию и приближаются по структуре к субвулканическим. Ближе к периферии трахириолиты и трахидациты приобретают

более темный цвет, редкопорфировую структуру и отчетливую флюидалность. По периферии они окружены пестроокрашенными жерловыми автомагматическими брекчиями и туфолавами шириной не менее 100 метров. Некоторые небольшие жерловины расположены среди осадочных образований ларгасинской свиты. Контакты их с вмещающими породами тектонические.

Экструзивные образования развиты исключительно в пределах покровов свиты. Они представляют собой небольшие штокообразные тела с площадью выхода на поверхность до 2 км² изометричной или овальной формы, занимающие, как правило, наиболее возвышенные участки рельефа в виде отдельных острых и куполообразных вершин со скалистыми гребнями и останцами коренных пород на склонах. Экструзии сложены розовыми и коричневатыми трахириолитами массивными в центральной части и флюидалными по периферии. Падение флюидалности в экструзиях центриклинальное и составляет от 40° до 70–85°. По периферии часто отмечаются автомагматические брекчии состоящие на 30–70 % из обломков размером до 15 см трахириолитов и вмещающих пород [481].

Трахириолиты характеризуются всеми цветовыми переходами от розового и лилового до коричневого цвета и различным набором текстур (массивная, флюидалная, флюидално-полосчатая, сферолитовая) и структур – порфировая, афировая, гиалиновая, гломеропорфировая, сферолитовая, а в субвулканических разностях микрофельзитовая, микропойкилитовая и их комбинации с гиалиновой. Кварц во вкрапленниках часто отсутствует или его количество невелико, но в основной массе он присутствует в виде линзовидных микрозернистых обособлений согласных флюидалности. Характерно наличие акцессорного зонального апатита и реже циркона. Нередко встречаются включения ксенолитов андезитов. Сферолитовые разности состоят из сферолитов округлой, реже овальной формы размером от нескольких миллиметров до 5-7 см, иногда с друзовидным кварцем в пустотах. В субвулканических фациях количество порфировых вкрапленников увеличивается до 35 % и среди них появляется характерный красно-бурый биотит. Вторичные минералы развивающиеся во вкрапленниках и основной массе - альбит, серицит, карбонат, хлорит, эпидот, лимонит.

Трахириодациты отличаются от трахириолитов меньшим количеством кремнезема и присутствием среди вкрапленников наряду с плагиоклазом биотита (1–5 %), единичных зерен пироксена и зеленовато-бурой роговой обманки. Акцессорные минералы представлены магнетитом и цирконом. Вторичные изменения незначительны и выражены в цеолитизации плагиоклазов.

Трахидациты имеют темносерый, иногда до черного цвет и неясно выраженную флюидалность. Вкрапленники составляют 20–30 % и представлены андезином, биотитом и буро-зеленой роговой обманкой (до 3 %). Стекло основной массы участками раскристаллизовано до микрофельзитовых или микропойкилитовых структур.

Туфы трахириолитов псефитовые и псаммитовые литовитрокристаллокластические с массивной текстурой состоят из угловатых и оплавленных литокластов (15–25 %) трахириолитов, андезитов, гранитов, осадочных пород и туффигов; кристаллокластов (25–30 %) оскольчатого и оплавленного кварца,

олигоклаза, редко андезина и калишпата. Обломки пепловых частиц (5–10 %), как правило, сильно деформированных, находятся в связующей стекловатой основной массе. Вторичные изменения в них аналогичны трахириолитам. Туфолавы жерловой фации от туфов отличаются комковатой и брекчиевидной структурой и флюидалной текстурой стекловатой связующей массы. Туфы трахириодацитов и трахидацитов отличаются лишь меньшим количеством обломков кварца и присутствием кристаллов и обломков биотита и роговой обманки.

Игнимбриты трахириолитов отличаются от туфов тем, что содержат в основной массе фьямме, располагающиеся субпараллельно и создающие псевдофлюидалность, а формы кристаллов часто оскольчатые, обломанные и оплавленные.

Тефроиды риодацитов – светлые зеленовато-серые волнистослоистые породы псефо-псаммитовой структуры. Слоистость обусловлена прослоями (до 1 см) гравелитистого материала и темными прослойками (1,3 мм), обогащенными углефицированным детритом. Псаммитовые и псефитовые (до 3 мм) обломки преимущественно окатаны и представлены стеклом кислого состава, риодацитами, плагиоклазами, кварцем, редко аргиллитами. Часто встречаются мелкие зерна сфена, изредка мусковита. Цементирующая масса пленочно-го типа, по составу альбит-гидрослюдистая.

Туфоалевролиты аргиллитистые - темносерые до черных, массивные породы с алевропелитовой структурой. Они состоят из обломков кварца, плагиоклазов, стекла дацитов и углистых частиц размером менее 0,1 мм в серицит-гидрослюдистом базальном цементе.

Перлиты – породы состоящие из коричневатого-серого, коричневого и черного вулканического стекла с концентрической (перлитовой) отдельностью. Щелочное стекло содержит единичные микролиты олигоклаза, биотита, сростки акцессорных апатита, магнетита и циркона. Лабораторные испытания на вспучиваемость не проводились. Все вулканические породы свиты по химическому составу относятся к умеренно щелочному ряду высокоглиноземистых вулканических пород калиево-натриевой серии с преобладанием калия над натрием. Сумма щелочей в трахириолитах и трахириодацитах достигает 9,54 %.

Колчанская свита перекрывает, а ее субвулканические аналоги прорывают палеоценовые эффузивы, гранитоиды верхнеудоминского комплекса и перекрываются миоценовыми кизинской и плиоцен–неоплейстоценовыми базальтоидами совгаванской свит. Непосредственное налегание колчанской свиты на сизиманскую зафиксировано в скважинах пробуренных на западной части Совгаванского плато. Здесь литокристаллокластические туфы риодацитов свиты перекрывают выветрелые до структурного элювия лавобрекчии андезибазальтов, принадлежащие сизиманской свите. В другой скважине лавы трахириодацитов перекрывают мощную (около 14 м) кору выветривания по андезитам сизиманской свиты. Кроме того, в нижней части разреза колчанской свиты (по делювиальным развалам) псаммопсефитовые туфы дацитов содержат ксенолиты до 40 см в поперечнике трахиандезитов идентичных трахиандезитам подстилающей сизиманской толщи [292]. В вулканогенно-осадочных отложениях в разрезе, закартированном на слиянии р.Ботчи и

Мульпа, из прослоев опок было отобрано большое количество пыльцы, растительных остатков теплолюбивой флоры. Совместно с растительными остатками впервые были найдены отпечатки костистых рыб из семейства карповых, ластоногих раков, различных насекомых. По мнению П. Н. Соколовой, споро-пыльцевой комплекс позволяет относить вмещающую его толщу к верхам олигоцена. Однако он не противоречит и нижнемиоценовому возрасту, поскольку комплекс пыльцы сходен с пыльцой из верхних горизонтов чернореченской свиты у Хабаровска, отнесенной к нижнему миоцену [11]. Радиологический возраст пород, проанализированных по валовым пробам, колеблется в широком диапазоне – от 43 до 61 млн лет, что, видимо, объясняется большой примесью чужеродных пород в анализируемом материале [481]. На основании этих данных возраст колчанской свиты принимается олигоценовым.

Пиленгская свита (P_{3pl}) была выделена на Сахалине в 1937 г. И.Б. Плешаковым на р. Пиленге. Развита только на территории Луньско-Пограничной подзоны. На нижележащих отложениях люкаминской свиты залегают с частичным размывом, на мезозойских образованиях к юго-востоку от устья р. Пиленга и в южной части Луньско-Пограничного прогиба – с угловым несогласием. Свита имеет ограниченное распространение: в виде отдельных изолированных блоков и на крыльях складок прослеживается от реки Нампи до р. Пиленги и далее к югу в грабенообразных прогибах в бассейнах рек Пионерская, Горелая, Пихтовая, Каменка и ручьев Монетный, Сухой, Галечный. В восточной части площади фрагментарно обнажена в узких тектонических блоках к северу и югу от устья р. Богатая.

Представлена преимущественно кремнистыми алевролитами, опокovidными аргиллитами с прослоями алевролитов, опок, реже песчаников, аргиллитов, диатомитов, гравелитов, конгломератов, силицитов.

Пиленгская свита хорошо изучена бурением в пределах суши Пограничного бассейна. В скважинах Окружного месторождения свита разделяется на 3 толщи /10/, в нижней из которых преобладают кремнистые туфогенные аргиллиты, в средней – кремнистые аргиллиты и силициты (опоковидные силициты и халцедонолиты), в верхней – халцедонолиты. По всему разрезу встречаются тонкие прослои мелкозернистых туфов. Максимальные мощности по данным бурения свита достигает на севере района (620-630 м), на крайнем юге ее мощность составляет первые десятки метров. В кремнистых аргиллитах пиленгской свиты найдены тонкостенные моллюски: *Delectopecten watanabei* (Yokoyama), *Malletia inermis* (Yokoyama), *tyldia cf. lovatschensis* Slovc., *Conchocella bisecta* (Conrad) и др. Несколько севернее, на побережье Лунского залива, пиленгская (даехурийская) свита по-существу сохраняет свой состав. В скв. № 1 Нампинской она содержит: силициты – 75%, глинистые алевролиты – 15%, кремнистые аргиллиты и алевролиты – 10% /14/. Мощность по скважине 200-360 м.

Отличительными особенностями свиты является светло-серый, белый и иногда кремовый цвет. Мощность свиты 600-1150 м.

Пиленгская свита и низы борской свиты нефтеносны. Коллектор трещино-поровый. Средняя открытая пористость пород свиты 14%, средняя трещинная пористость – 60%. Средняя трещинная проницаемость 35 мД.

В отложениях пиленгской свиты собраны многочисленная остатки фауны, (определения В.О. Савицкого): *Nuculana miocenica* L.Krisht., *Thyasira smekhovi* Kog., *Liocyta furtiva* (Yok.), *Delectopecten watanabei* Yok.; фораминиферы (определения Л.И. Митрофановой): *Cyclammina tumiensis* Kuzn., *C. japonica* Asano, *Islandiella curvicamerata* Volosh. и др.; диатомовая флора (определения В.П. Болдыревой): *Rocella vigilans* (Schmidt) Fenner., *Rocella praenitida* Fenner., на основании которых принят олигоценый возраст свиты.

Холмская свита (P_3hl) выделена на Сахалине Е.М. Смеховым в 1948 г., распространена в Углегорско-Холмской, Макаровской и Тымь-Поронайской подзонах. Представлена туфоалевролитами, кремнистыми туфоалевролитами, туффитами, туфами риодацитов, аргиллитами, песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами, микститами, гравелитами (до 950 м). В Тымь-Поронайской подзоне лежит на подстилающих породах с размывом, в остальных районах – согласно. Возраст свиты определяют слои с *Acilana tokunagi*, *Nuculana borissia* и зона *Cyrtuapsella tetrapera* (радиолярии) [384].

Даехурийнская свита (P_3dh) выделена И.Б. Плешаковым в 1932 г. только в Охинско-Дагинской подзоне Северо-Сахалинской зоны, залегает трансгрессивно на меловых отложениях и сложена алевролитами, аргиллитами углистыми и опоковидными, песчаниками, опоками, конгломератами, мергелистыми конкрециями (325-600 м). Базальная часть (до 150 м) свиты представлена конгломератами, песчаниками и алевролитами. Выше (250-300 м) развита монотонная пачка кремнистых и опоковидных алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников и линзами мергелистых конкреций. Нижняя часть свиты охарактеризована мачигарским комплексом моллюсков с *Nuculana miocenica* и фораминиферами, верхняя – содержит те же комплексы, что и в пиленгской свите.

Мачигарская свита ($P_3mč$) выделена в Северо-Сахалинской СФЗ, резко несогласно залегает на разных горизонтах верхнего мела и представлена неравномерным переслаиванием конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с остатками фораминифер. Мощность этой базальной толщи, вероятно, существенно меняющая свой стратиграфический объем, колеблется в широких пределах (100-800 м).

Оленеречинский вулканогноо-осадочный комплекс распространен в пределах Макаровской подзоны Южно-Сахалинской СФЗ, на дневную поверхность выходит в бассейнах рек Конка, Оленья, Грушевка, Терентьевка и представлен покровными фациями и субвулканическими образованиями.

Оленереченская толща (P_3ol) выделена В. Г. Гальверсеном в 2009 г. Взаимоотношения с нижележащими мезозойскими образованиями на исследованной площади не установлены. Образования оленереченской толщи представлены в основном лавами андезитов, дациандезитов, редко андезибазальтов, псефитовыми, псаммитовыми и агломератовыми туфами и туффитами среднего, реже кислого состава, песчаниками, алевролитами. Обнажена она очень слабо. Единичные естественные обнажения пород толщи отмечаются в верховьях р. Оленья и в слиянии рек Грушевка и Владимировка. Состав толщи изучен только в поверхностных горных выработках.

С запада и востока образования толщи отделены от меловых образований хойской свиты и верхнелангерийского метаморфического комплекса тектоническими нарушениями, сопровождаемыми мощными (до 200 м) зонами дробления. Строение толщи в этом районе довольно однородное. Сложена она преимущественно андезитами, реже дациандезитами, практически не затронутыми вторичными изменениями. В юго-западной части она перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями, в северо-восточной – несогласно перекрыта породами верхнедуйской свиты. Мощность, полученная графическим построением, составляет до 300 м.

В бассейнах рек Таежная, Тундровка, Грушевка толща сложена псефитовыми, псаммитовыми и агломератовыми туфами и туффитами среднего, реже кислого состава и, в меньшем объеме, вулканомиктовыми песчаниками. Мало-мощные (не более 8 м) покровы андезитов и андезибазальтов в туфах встречаются только по долинам рек Таежная и Конка. Мощность толщи по материалам бурения и графическим построениям составляет 600 м.

Возраст толщи принят на основании датировки калий-аргоновым методом образца андезитов покровной фации из верховий р. Оленья – $25,8 \pm 1,6$ млн. лет.

Субвулканические образования представлены двумя штоками риодацитов ($\lambda\xi P_3ol$) и дайками риолитов (λP_3ol) и риодацитов ($\lambda\xi P_3ol$). Пространственно они локализованы в одноименной вулcano-тектонической депрессии и в зонах тектонических нарушений, в бассейнах рек Владимировка, Верховой и Багор.

В правобережье реки Оленья, в ее верхнем течении, расположен наиболее крупный по размерам шток риодацитов, прорывающий отложения хойской свиты. Площадь его около 3 км^2 , в плане он имеет неправильную овальную форму, вытянутую с запада на восток. Характер его контактов неизвестен. Второй шток расположен в среднем течении реки Владимировка. Площадь его выхода не превышает 1 км^2 . Гораздо шире распространены дайки. Мощности их колеблются от 10-20 м до 50-100 м. Протяженность – от первых десятков метров до 200-400 м. Контакты даек повсеместно тектонизированы с глинами трения мощностью 0,1-0,2 м. В эндоконтактных зонах материал даек передроблен, аргиллизирован. В экзоконтактах наблюдается слабое окварцевание вмещающих пород.

Внутреннее строение субвулканических штоков и даек довольно однородно. Породы, слагающие их слабо раскристаллизованы. Штоки сложены крупнозернистыми порфиловыми разностями, дайки – мелкозернистыми. Формирование штокообразных тел происходило в приповерхностных условиях, на глубинах, не превышающих первые сотни метров, о чем свидетельствует их эффузивный облик, неполная раскристаллизация основной массы и опацификация темноцветных минералов [265].

Риодациты – плотные породы светло-серого цвета. Порфиновый облик подчеркивается крупными вкрапленниками плагиоклазов, темноцветных минералов, тонкокристаллической основной массой. В дайках – обычно тонкокристаллические породы афировой структуры, серые и желтовато-белые, выветрелые. Фенокристаллы составляют 20-30% , среди них преобладает плагиоклаз (до 90%), реже присутствует ксеноморфный кварц, биотит. Основная

масса сложена лейстами и выделениями альбита неправильной формы, в промежутках присутствуют кварц и хлорит. Структура основной массы микропикрилитовая, микрофельзитовая. Вторичные изменения выражены в альбитизации плагиоклаза во вкрапленниках и основной массе, опацизацией биотита, карбонатизацией. По химическому составу породы, слагающие штоки и дайки, попадают в поле риодацитов и дацитов. По сумме щелочей они относятся к ряду нормально щелочных, причем содержание натрия преобладает над калием.

В целом для них характерна перенасыщенность кремнеземом, По содержанию алюминия породы относятся к классу весьма глиноземистых. По отношению суммы щелочей к кремнезему породы относятся к подотряду умеренно – нормально щелочных, а по отношению K_2O/Na_2O – к калиево-натриевому типу [171].

Палеоген-неоген

Выделен только в пределах островной суши и акватории.

Хойнджинский осадочно-вулканогенный комплекс распространен в Александровской подзоне Западной СФР на Сахалине и представлен покровными фациями и субвулканическими образованиями.

Хойнджинская свита (P_3-N_1hn) выделена И.И. Ратновским в 1969 г. Залегает с размывом на отложениях геннойшинской свиты и верхнего мела, перекрывается с размывом верхнедуйской свитой. В составе её участвуют потоки базальтов, андезибазальтов, связанные с ними туфы и туффиты, в верхней части свиты преобладают вулканомиктовые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов. Мощность свиты – 200-1200 м. Возраст её определяется положением в разрезе и находками пеллеципод из мачигарского комплекса в средней части свиты [384].

Субвулканические образования развиты крайне незначительно и представлены штоками и дайками базальтов (базальтовая формация).

Базальты тёмно-серые, чёрные с зеленоватым оттенком, мелкозернистые, плотные, состоящие из оливина (5-10%), титан-авгита (15-20%), плагиоклаза (лабрадор №70) – 60-65%, калий-натриевого полевого шпата (5%), магнетита (3-5%). Структура порфировая, основной массы – призматически-зернистая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, пироксеном, реже – оливином. Основная масса состоит из призматических зёрен плагиоклаза и мелких зёрен титан-авгита. Часто встречается раскристаллизованное стекло. Олигоцен – раннемиоценовый возраст принят по фаунистически охарактеризованной покровной фации хойнджинского комплекса.

Объединённые каменная, нижнедуйская, геннойшинская и хойнджинская свиты ($P_1km+P_3-N_1hn$) выходят на дневную поверхность на западном побережье острова южнее г. Александровск-Сахалинского, в узких тектонических блоках. Представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, каменными углями, базальтами, андезибазальтами, их туфами, туффитами, туфопесчаниками (более 1500 м).

Сергеевский ССК (${}^5P_3-N_{1sg}$) Западно-Сахалинской и Южно-Сахалинской СФЗ. По сравнению с западно-камышевым ССК, в пределах Западно-Сахалинской СФЗ на акватории пользуется более широким распространением. Сейсмическое волновое поле, характеризуется как правило, нерегулярными отражениями и мощность комплекса вследствие неуверенного картирования горизонта 7 определяется ненадежно. В северном районе пролива он погружен на глубины до 4-6 км, а в депоцентре южного района (в Тернейском прогибе) до 6-7 км. Максимальные мощности комплекса предполагаются в Ламанонском прогибе (до 2,5-3 км). В остальных погруженных зонах мощность комплекса варьирует от 0,6-0,8 до 1,2 км. По данным сейсморазведки сергеевский ССК выклинивается на западе региона, обычно в 30-60 км восточнее берега материка.

Отложения сергеевского комплекса обнажаются на дне моря на сахалинском мелководье в Красногорско-Ильинском и Александровском районах. Самые верхи сергеевского ССК вскрыты на Красногорской и Ильинской площадях.

В Красногорской скважине вскрытая мощность сергеевского ССК (чеховской свиты) составляет 287 м. Это неравномерное переслаивание туфов, туффитов, туфоалевролитов, кремнистых аргиллитов. Встречаются пласты гиалокластитов, базальтов. По данным В.О. Савицкого (1988) эти вулканогенно-осадочные образования содержат комплекс фораминифер, характерный для самых верхов чеховской свиты стратотипического района.

Сходные породы верхов сергеевского ССК вскрыты в призабойной части (2432-2760 м) скважины № 1 Ильинской площади, где они представлены чередованием зеленовато-серых туфопесчаников, туфов, туффитов, туфоалевролитов и аргиллитов.

На Красногорской и Ильинской площадях скважинами изучен наиболее полный разрез и вышележащих отложений.

В пределах Южно-Сахалинской СФЗ сергеевский ССК сопоставляется с вулканогенно-осадочными отложениями олигоцен-нижнемиоценовой сергеевской серии, широко развитой на западном побережье залива Терпения. Здесь она хорошо изучена в Макаровском опорном разрезе [35, 153]. Сергеевская серия резко несогласно перекрывает меловые отложения и сложена вулканогенно-осадочными свитами (снизу вверх): гастелловской, холмской, невельской и чеховской. Наиболее вулканогенный состав (грубообломочные и агломератовые туфы, андезибазальты) свойственен чеховской свите. Она же претерпевает самые значительные латеральные изменения как по составу, так и по мощности. Вблизи жерловин мощность свиты достигает 1500 м и более, а на удалении, где чеховская свита представлена туфами, туфогенными песчаниками с ракушняками мелководных моллюсков (комплекс с *Mytilus ochotensis*, *Chlatus kancharai*), уменьшается до десятков метров, а иногда практически полностью выклинивается (маломощные слои мелкозернистых туфов и бентонитов).

На акватории сергеевский ССК распространен фрагментарно. Основные поля развития комплекса (западные и восточные) разделены Найбинским и Невским поднятиями. Комплекс отсутствует также и на Дудинском поднятии.

На временных разрезах рассматриваемые образования характеризуются сложным и переменным волновым полем. Обычно фиксируются непротяженные, плохо коррелируемые отложения, которые сосредоточены преимущественно в нижней части комплекса. Для вулканических фаций характерен прерывистый или хаотический рисунок отражений.

Контакт с вышележащим углегорско-курасийским ССК на западном участке обычно трансгрессивный, часто породы сергеевского ССК «срезаются» основанием вышележащего комплекса с выпадением из разреза нижних частей последнего (Вахрушевская антиклиналь), угловое несогласие на уровне контакта достигает 10-15°.

На восточном участке сергеевский ССК залегает на подстилающих образованиях несогласно и также резко несогласно перекрывается маруямским ССК. Кровельное угловое несогласие достигает около 10°. На восточном участке сергеевский ССК характеризуется более отчетливой слоистостью.

Мощности вулканических образований (чеховская свита), вскрытых в морских скважинах, достигают 460 м в Лебяжьинской-1 (2237-2700 м) и 640 м в Вахрушевской-1 (1595-2420 м). Более древние отложения комплекса (холмская и невельская свиты) вскрыты в скважине Вахрушевская-1 в интервале 2420-2756 м и представлены в основном алевролитами и аргиллитами. Здесь встречены фораминиферы с преобладанием *Cyclamina obesa* Cush., *C. aff. ezoensis* Asano, *C. aff. pilvoensis* Volosh., *Asanospira carinata* (Cush. et Renz).

Мощность сергеевского ССК достигает 1000 м в Макаровском прогибе.

Неоген

Миоцен. Миоценовые образования выделены в составе Восточно-Азиатского рифтогенного пояса материковой суши, а также в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы островной суши. На материковой суше они представлены осадочными образованиями Удыль-Арельской группы впадин и покровами платобазальтов. К ним отнесены удыльская серия, кизинский и аякитский комплексы.

Удыльская серия (N_{1ud}) имеет ограниченное распространение и выходит на поверхность на северном побережье оз. Кади в Удыль-Кизинской впадине, в долине р. Псю, в основании береговых террас р. Амур и в междуречье Нижняя Удоми-Уктур. Отложения рыхлые или слабо сцементированные представляют собой русловые и пойменные фации речного аллювия и аллювиально-озерные отложения. Они сложены главным образом галечниками и гравийниками постепенно переходящими в верхней части разреза в пески, глинистые пески, глины с галькой и гравием, или же глинистыми отложениями переслаивающимися с тонкими прослоями бурых углей, тонкозернистых глинистых песков, или реже туфогенного материала и опоковидных глин. Характерна хорошая окатанность обломков. В их составе преобладают кремнистые породы, кварц, халцедон, роговики, реже алевролиты, песчаники, базальты и интрузивные породы.

В долине р. Амур отложения удыльской серии детально были изучены в скважине у пос. Средняя Гавань. Миоценовые отложения вскрыты в интервале 128-228,3 м, где на черных афировых базальтах залегают слабо диагенези-

рованные конгломераты, переходящие выше в мелкозернистые слабо сцементированные песчаники и валунно-галечные рыхлые отложения русловой фации с песчаным заполнителем, которые в свою очередь наращиваются голубовато-серыми аргиллитоподобными глинами с двумя прослоями (0,45 и 0,90 м) бурых углей. Всего по разрезу 100,3 м [11]. Подобный разрез нижней части удильской серии наблюдался у с. Новоильиновка, где на цоколе террасы, сложенном эффузивными образованиями верхнего мела, залегают базальные слои аллювия, представленного крупной галькой и хорошо окатанными сильно выветрелыми валунами различного состава (осадочные, интрузивные, эффузивные и кремнистые породы). Вверх по разрезу галечники постепенно переходят в гравийно-галечниковые отложения и пески. Мощность галечниковых отложений составила около 4 м. Перекрываются они алевролитами плиоцен-ранннеоплейстоценового возраста. В районе пос. Нижние Халбы галечники сцементированы гидроокислами железа и превращены в конгломераты. В них встречаются остатки древесины, определенные И.А.Шилкиной как *Picea* sp. [12]. В береговых обрывах между мысом Больбинским и оз. Кади по правобережью р. Амур серия (в масштабе карты не выражена) представлена супесью с галькой и прослоем опоквидных белых глин, подобных чернорыбским диатомовым миоценовым глинам. Мощность их здесь достигает 100 м [298]. В северном обрамлении оз. Кади серия изучена в естественном обнажении и представлена в нижней части гравийно-песчано-глинистыми отложениями (0,5 м), а выше переслаиванием (3,5 м) голубовато-серых глин и песчано-глинистых отложений с линзами мощностью 5–15 см голубых глин и углистых пород. Вблизи северной рамки листа в них появляются прослой и линзы углисто-глинистых пород и туффитов с остатками детрита. Комплекс спор и пыльцы, собранный из этих отложений, определяет возраст не древнее верхнеолигоценного [300]. В долине нижнего течения р. Псю, впадающей в Татарский пролив, отложения серии, вскрытые скважинами под торфяным покровом мощностью от 2 до 5 м позднеоплейстоценового возраста, также представлены голубовато-серыми пластичными глинами в нижней части с примесью гальки до 50 %. Их мощность составляет около 18 м [383].

По правобережью р. Гур, в междуречье Нижняя Удоми–Уктур, на площади около 30 км², залегают озерно-аллювиальные глины и пески с прослоями и пропластками бурых углей. Разрез этих отложений изучался с помощью скважин и электроразведки. Отложения верхней части представлены рыхлыми песчано-глинистыми породами с пластами и пропластками бурого угля. Слои глин имеют незначительную мощность и всегда сопутствуют пластам бурого угля, залегающим в подошве и кровле последних. Пески, как правило, разнозернистые. В большинстве случаев они слабо сцементированы глинистым материалом, но иногда по степени уплотнения соответствуют песчанику. Степень уплотнения пород с глубиной увеличивается. Глины глубже 100 м переходят в слабосцементированные аргиллиты и глинистые сланцы. Серия залегает на светло-серых туфах риолитов. Мощность разреза составляет 140 м. Общая мощность отложений серии по разным оценкам, и исходя из данных электроразведки, может достигать 300 м [135, 298].

Спорово-пыльцевой комплекс из скважины у пос. Средняя Гавань, по заключению палинологов В. Ф. Морозовой, П. Н. Соколовой и Г. В. Карташевой, представляет средне- и позднемиоценовый возраст [11], из скважин в долине р. Псю – не позднее низов плиоцена [383]. Из обильной флоры, собранной М. С. Коренбаумом из разведочных выработок в междуречье Нижняя Удоми–Уктур, Б. М. Штемпель (1938 г.) установил 28 видов среди которых имеются такие руководящие формы как *Sequoia Langsdorfii* Brong., *Glyptostrobus europaeus* Heer., *Myrica (Comtonia) vindobonensis* (Ett.). Возраст этой флоры Б. М. Штемпелем отнесен к среднему или скорее к верхнему миоцену [135]. Возраст отложений удильской серии определялся также и с помощью палеомагнитного метода. В разрезе террасы у с. Новоильиновка была зафиксирована обратная намагниченность ориентированных образцов пород из глинистого прослоя, залегающего непосредственно на галечниках, характерная для миоценового возраста, в отличие от прямой намагниченности, характерной для вышележащих (ранне-неоплейстоценовых) образований [12]. Таким образом, возраст удильской серии определяется как миоценовый.

Ая к и т с к а я т о л щ а (N_{1ak}) представлена небольшим покровом в крайнем северо-западном углу территории листа, являющимся фрагментами обширных покровов базальтоидов, расположенных на сопредельных с запада и севера территориях.

В истоках р. Талакан установлено, что на передробленных и катаклазированных осадочных породах несогласно, с небольшим наклоном залегают [323]: туфогравелиты, сложенные слабо окатанными обломками алевролитов и вулканитов среднего-основного состава – 10 м; андезибазальты – 30 м; лавобрекчии андезитов – 60 м. Всего по разрезу 100 м. На других участках в низах покрова распространены оливин-пироксеновые и пироксеновые базальты, в верхах – пористые миндалекаменные андезибазальты.

Суммарная мощность толщи, судя по разнице гипсометрических уровней подошвы и кровли покровов, достигает 150 м.

Покровы базальтоидов на карте изолиний магнитного поля отчётливо фиксируются аномалиями интенсивностью до 300 нТл. Базальты и андезибазальты слагающие толщу, это тёмно-серые, почти чёрные, иногда ржаво-бурые породы порфировой структуры, массивной или миндалекаменной текстуры. Порфировые выделения (10–20 % от объёма породы) представлены плагиоклазом, пироксеном, иногда оливином. Основная масса, состоящая из бурого стекла, микролитов плагиоклаза и мелких зёрен пироксена, интерсервальная или микропойкилитовая.

Данные о возрасте аякитской толщи получены на смежной с севера территории, где в подстилающих базальтоиды галечниках были обнаружены остатки миоценовых спор и пыльцы [49].

Кизинский комплекс базальтовый представлен покровными фациями и субвулканическими образованиями.

К и з и н с к а я с в и т а (N_{1kz}) широко распространена в прибрежной полосе Сихотэ-Алиня. Она с несогласием залегают на удильской серии, колчанском, сизиманском, кузнецовском вулканических комплексах и более древних вулканогенных, интрузивных и дислоцированных образованиях. Ре-

ликты покровов встречаются в западной горной части территории, но, в большинстве своем, не отражаются в масштабе карты.

Основной объем свиты представлен базальтами, оливиновыми базальтами андезибазальтами, андезитами, их туфами и лавобрекчиями, субщелочными оливиновыми базальтами. В подчиненном количестве находятся туфы и лавобрекчии базальтов и оливиновых базальтов, трахибазальты. В основании покровов и между лавовыми потоками нередко отмечаются алевриты, суглинки, пески с галькой, опоковидные глины с остатками флоры, споропыльцы и диатомей.

Кизинская свита впервые была выделена В.Г. Плехотником в районе оз. Кизи как существенно базальтоидная, но стратотипический разрез не был описан. Впоследствии [11] свита была разделена на две подсвиты - нижнюю, с преобладанием базальтов и пирокластических разностей (агломераты, туфы, туфобрекчии, туфогенно-осадочные породы) и верхнюю - долериты, андезиты и андезидациты, андезибазальты, туфы, лавобрекчии и другие пирокластические разности. При проведении групповой геологической съемки м-ба 1:50 000 все базальтоидные образования в Нижнеамурском ареале от озера Кизи до побережья были отнесены к сизиманской свите базальт-трахиандезит-дацитового состава на основании находок зоцен-олигоценовой флоры в береговых обрывах Татарского пролива [383]. В южной части территории кизинская свита также подразделялась на две подсвиты [Ахметьев, 1968 г.=1], из которых нижняя подсвита осталась кизинской, а верхняя подсвита стала совгаванской свитой, так как она отличалась петрографически, петрохимически и между этими этапами вулканизма был перерыв. У других авторов базальтоиды, относимые сейчас к кизинской свите, входили в состав верхней части кузнецовской свиты [64, 115] или нижней подсвиты совгаванской свиты [143].

Характерной особенностью базальтоидов свиты является заполнение пор палагонитом, опалом, кальцитом, цеолитами. В основании покровов андезибазальтов, как правило, залегают агломератовые лавобрекчии, которые иногда образуют самостоятельные покровы и нагромождения, мощностью более 80 м, выраженные в рельефе в виде бугров.

Непосредственных контактов кизинской и сизиманской свит в северных районах не наблюдалось ввиду того, что между ними отсутствует представительный горизонт временного перерыва, а разделить близкие по составу и возрасту комплексы пород маршрутными наблюдениями не представляется возможным. Вулканы обеих свит тесно связаны пространственно и генетически на всей прибрежной полосе от р.Ботчи и Совгаванского плато до Нижнего Амура. В результате здесь кизинская свита была отделена от сизиманской по литологическому составу. В кизинскую свиту вошли выделяющиеся в рельефе эродированные платообразные и сглаженные поверхности лавовых покровов и потоков андезибазальтового-базальтового состава, а также конусы базальтово-андезитовых вулканических построек в районе Кизинского вулканического плато от оз. Кизи до Татарского пролива.

Платообразные поверхности образуют базальтоиды кизинской свиты в западной горной части территории. Эти базальтоиды являются, по-видимому, заключительным этапом лавовых извержений стратовулканов, реликты кону-

сов которых выделяются в рельефе гипсометрически выше на всем протяжении прибрежной области Сихотэ-Алиня. Лавовые извержения продолжались достаточно длительное время, с перерывами, так как часто между отдельными покровами отмечаются коры выветривания различной мощности.

В районе Совгаванского вулканического плато кизинскую свиту перекрывают более молодые совгаванские и ванинские платобазальты, отличающиеся от нее петрографически и петрохимически [292]. В западном обрамлении плато свита образует самостоятельные покровы и залегает на рыхлых отложениях, представленных песком с гальками, глинами и алевролитами. Нижние потоки сложены перемежающимися серыми, пепельно-серыми плотными или мелкопористыми мелкопорфировыми андезибазальтами, оливиновыми базальтами, субщелочными оливиновыми базальтами и лавобрекчиями базальтов и андезибазальтов, реже их туфами и андезитами. Мелкие поры частично заполнены коричневым палагонитом, голубоватым опалом, и желтоватым рыхлым каолинитом. В средних частях разреза между потоками базальтов и оливиновых базальтов присутствуют коры выветривания мощностью 1–3 м и иногда прослойки псаммитовых туфов андезибазальтов, аллювиальных песчано-глинистых отложений и опоковидных глин с примесью выветрелых обломков базальтов и с отпечатками флоры. Верхняя часть свиты сложена потоками темно-серых зеленоватых, сургучных и коричневатых в верхних частях потоков мелко и крупнопорфировых, преимущественно пузыристых андезибазальтов. Внутренние части потоков, как правило, раскристаллизованы до долеритов. Во фронтальных частях потоков часто отмечаются обильно пористые до шлаковидных разности, местами с остатками растресканной корки буроуго и черного базальтового стекла. Также в фронтальной и боковой части потоков отмечаются лавобрекчии с разложенной до желто-бурой глины цементирующей массой, изначально представленной стеклом.

В геолого-гидрологической скважине 1 глубиной 400 м [442], пройденной в базальтах на правом верхнем притоке р.Хича, практически в центральной части Совгаванского плато, вскрыто на глубине 302 м налегание кирпично-красных туфов базальтов и андезибазальтов на выветрелую поверхность лавобрекчий серо-зеленых хлоритизированных андезитов самаргинской свиты. На них налегает поток темно-серых кавернозных и пористых базальтов с заполнением пор и трещин кальцитом и голубоватым опалом (12 м). Поток перекрывается лавобрекчией андезибазальтов с прослоем (0,2 м) псаммитовых туфов андезибазальтов в нижней части (13 м). На андезибазальты налегают плотные серые базальты (28 м). Далее, до глубины 190 м, прослеживается толща, сложенная потоками мощностью 5–20 м субщелочных оливиновых базальтов и оливиновых базальтов массивных в средних частях потоков, пористых и кавернозных буро-красного цвета в верхних, с частичным заполнением пор палагонитом, кальцитом и глинистыми минералами, которые перемежаются с прослоями мощностью 0,1–0,2 м выветрелых туфов базальтов (77 м). Выше, до глубины 60 м, следует серия потоков, практически без кор выветривания между ними, плотных базальтов с единичными потоками субщелочных оливиновых базальтов в средней части и потоками андезибазальтов и двупироксеновых базальтов в верхней части интервала. Редкие поры частично заполнены монтмориллонитом и палагонитом (130 м). Всего мощность

свиты по скважине составила 222 м. Выше она перекрывается базальтоидами совгаванской свиты.

В скважине 9 глубиной 200 м, пробуренной в 5 км восточнее, под покровом ванинской толщи разрез кизинской свиты, вскрытой в интервале 70–200 м, более однообразный и представлен потоками базальтов, в верхней части переслаивающимися с андезибазальтами. Мощность составила более 130 м, но скважина не вышла за пределы толщи базальтов. Восточнее, в верховьях реки Дагды, скважиной 8 глубиной 318 м, кизинская свита с размывом залегает на трахидацитах, вероятно, богопольской свиты. На выветрелой поверхности трахидацитов залегают уплотненные до песчаников пески среднезернистые полевошпат-кварцевые, переслаивающиеся со слабосцементированными бурыми гравелитами, в верхней части с туфогенной примесью. Мощность этих отложений составляет 36 м. Непосредственно на них налегает поток черных с зеленоватым оттенком плотных оливиновых базальтов, раскристаллизованных до долеритов. Выше залегает около 20 чередующихся потоков базальтов, оливиновых базальтов и андезибазальтов плотных и пористых, серых и темно-серых, вишневых в кровле. Андезибазальты, как правило, в основании с их лавобрекчиями. В интервале 63–72 м перебулены лавобрекчии 9 м, состоящая из обломков базальтов, бурых пористых, кавернозных и шлаковидных с желтым глинистым заполнителем. Перекрывается свита толеитовыми базальтами совгаванской свиты. Мощность кизинской свиты по этой скважине составила 237 м.

В северо-восточной части Совгаванского плато, на правобережье нижнего течения р.Тумнин, в основании разреза кизинской свиты мощностью около 180 м, вскрыты аллювиальные песчано-галечные отложения мощностью 4,4 м, залегающие на кузнецовской свите [143]. В восточной части плато свита представлена преимущественно базальтовыми лавами. В скважине 52 глубиной 245 м, пробуренной в пойме долины Бол.Хадя, андезибазальты, их лавобрекчии и туфы в составе свиты отсутствуют, и разрез сложен разнопористыми и массивными базальтами и оливиновыми базальтами с корами выветривания между потоками мощностью от 15 см до 1,3 м, представленными плотными суглинками и супесями с обломками выветрелых базальтов. Вероятно уровень моря во время излияния кизинских базальтов был значительно ниже современного, так как в скважине пробуренной вблизи пос. Советская Гавань на глубине 22 м ниже уровня моря, под базальтами был вскрыт слой глин мощностью 10,9 м с растительными остатками и прослоем галечников [143].

По правобережью р.Коппи в южном обрамлении плато и южнее покровы свиты представлены в основном серыми плитчатыми андезибазальтами общей мощностью 200 м. К северу от Совгаванского плато к нему примыкает обширная область по левобережью и в бассейне верхнего течения р.Тумнин, залитая лавами кизинских базальтов (Тумнинское плато). Они образуют сплошные эродированные поля покровов, сложенных перемежающимися потоками плотных и пузыристых лав базальтов, оливиновых базальтов и андезибазальтов. Между покровами часто отмечаются маломощные коры выветривания. Лавобрекчии и линзы туфогенного материала, залегающие в основании разреза базальтов тяготеют к морскому побережью. Наряду с ними, в

нижней и средней частях разреза, встречаются маломощные (до 7 м) линзы туфогенных песчаников и опок. Мощность свиты здесь достигает 270 м [64].

Среди полей, залитых базальтами, часто встречаются небольшие возвышенности, сложенные зеленоватыми хлоритизированными андезитами сусанинской и самаргинской свит, и серицитизированными дацитами маломихайловской и богопольской свит, являющиеся реликтами добазальтового рельефа. Некоторые авторы относили их или к завершающей фазе кизинской свиты, или к самостоятельной андезитовой толще, залегающей выше по разрезу кизинской свиты [23], [115] и др.

Севернее, от реки Аукан и до бухты Сизиман, кизинские базальтоиды образуют сравнительно небольшие разрозненные покровы на водораздельных участках рельефа, состоящие из нескольких чередующихся потоков массивных и пористых базальтов, оливиновых базальтов, андезибазальтов и долеритов мощностью 8–12 м каждый, с характерной столбчатой отдельностью. Здесь лавобрекчии и туфогенный материал в основании потоков и между потоками отсутствуют. Общая мощность покровов не превышает 50 м [23].

От бухты Сизиман на север базальтоиды кизинской свиты протягиваются непрерывной широкой полосой между Татарским проливом и реками Уй, Яй, Амур, в обрамлениях озер Кадинское и Кизи. Здесь также свита характеризуется постоянством состава - чередованием черных плотных базальтов, раскристаллизованных в средних частях потоков до долеритов, оливиновых базальтов, субщелочных оливиновых базальтов и серых пузыристых и плотных мелкопорфировых андезибазальтов. В низах разреза отмечаются лавобрекчии базальтов и андезибазальтов, а между потоками коры выветривания. На побережье оз. Кизи и Яйского залива в основании покровов базальтов залегают глыбовые лавобрекчии базальтов с маломощными (до 3м) линзами туфогенного материала. Нечетко выраженные горизонты градации обломочного материала от гравийной до лапиллиевой и глыбовой размерности полого (5°) наклонены на восток. Наличие такой градации и линз туфогенного материала предполагает излияние потоков в жидкую среду [298].

В то же время, в северной и восточной части вулканогенной "полосы" выделяются в рельефе и хорошо дешифрируются на АФС многочисленные вулканические аппараты округлой формы, сложенные в верхних частях лавами плитчатых андезитов, трахиандезитов и их пирокластическим материалом, а в центральных - экстрезивными куполами, прорывающими андезиты. К юго-востоку от оз. Кизи расположены остатки наиболее сохранившихся палеовулканов - г.Арбат и г.Казакевичи. Арбатский вулканический центр, округлой в плане формы, имеет высоту более 500 м над уровнем моря и более 10 км в поперечнике. Сама вершина горы Арбат, венчающая постройку, представляет собой андезитовый лакколит диаметром более 1 км и высотой более 200 м и является самой крупной экстрезивией на северном Сихотэ-Алине. По периферии центрального купола выделяется более десятка мелких экстрезивных куполов. Все они сложены андезитами различной степени кристаллизации. Некоторые напоминают микродиориты. Основание вулканической постройки сложено пористыми базальтами, в основании с потоками агломератов. Гора Казакевичи мало отличается по строению от горы Арбат. Ее вершина сложена пятью сближенными экстрезивными куполами. Северо-западные

склоны, сложенные платообразными базальтами, долеритами и андезитами, протягиваются на северо-восток на несколько десятков километров, достигая участков, сейчас скрытых под водой оз. Кизи. На южных склонах вулкана, в древних понижениях сохранились остатки водно-грязевых агломератовых потоков, один из которых сохранился к северу от пос. Де-Кастри. В нем отмечается слоистость с некоторой сортировкой обломочного материала. Осадки слабо сцементированы, с разной степенью окатанности - от гальки до угловатых обломков и вулканических бомб. В составе обломочного материала кроме эффузивов встречаются обломки гранитов, диоритовых порфиритов и других пород. Серия более мелких, резко выражающихся куполов вулканических построек, протягивается вдоль побережья Татарского пролива на север от пос. Де-Кастри.

В западной горной части территории небольшие реликты маломощных покровов кизинской свиты залегают на возвышенностях и седловинах, или в межгорных впадинах. Их состав однообразный - оливиновые базальты и андезибазальты.

Основными отличительными особенностями пород, слагающих покровы, являются: относительно высокое содержание оливина (до 15 % в оливиновых базальтах), в том числе и в основной массе, наличие в минеральном составе палагонита (до 30 % в андезибазальтах) и шабазита, частичное выполнение пор в основании и средней части покровов. Для всех разновидностей базальтоидов характерны умеренные автомагматические изменения: частичная хлоритизация, карбонатизация и замещение слюдистыми минералами стекла, псевдоморфозы по оливину иддингсита и серпентина, цеолитизация плагиоклазов. По петрохимическим и петрофизическим данным для базальтов характерна несколько повышенная щелочность за счет калия, высокая (положительная) интенсивность магнитного поля на картах изолиний ΔT . По петрохимическим характеристикам андезибазальты относятся к высокоглиноземистым, базальты – умеренноглиноземистым, а оливиновые базальты - низкоглиноземистым породам нормального ряда калиево-натриевой серии. Повышенные, по отношению к нормальному, содержания калия и натрия сближают их с базальтоидами континентального типа, а по количеству магния они близки к базальтам океанического типа. Эти породы характеризуются высоким коэффициентом фемичности (23,12–29,30) и несколько повышенными концентрациями (1,2–2,0 кларков) стронция, циркония, ниобия и рубидия [292].

Мощность кизинской свиты составляет 270 м.

Андезибазальты - зеленовато-серые, серые и сургучные мелкопорфировые, реже крупнопорфировые или афировые породы с массивной или флюидальной текстурой и интерсертальной, гиалопилитовой, реже пилотакситовой структурой, сложены плагиоклазом (60-70%), пироксенем (10-20%) и оливином (3–5 %). Плагиоклазы в фенокристаллах представлены лабрадором, а в основной массе андезином и незначительно замещаются цеолитами. Среди пироксенов преобладают авгит и пижонит зеленоватого цвета, иногда титанавгит буровато-сиреневатого цвета, а при отсутствии оливина появляется бесцветный гиперстен (1-5%). Оливин бесцветный, образует фенокристаллы, отсутствует в основной массе и практически полностью замещается ид-

дингситом и серпентином. Бурое вулканическое стекло (10-30%) частично разложено в агрегаты хлорита и карбоната с гидроокислами железа. Часть интерстиций занимает изотропный ярко-желтый или буровато-зеленый палагонит (3-10%), замещающийся агрегатом глинистых минералов. В крупных порах и кавернах палагонит находится в виде блестящей черной или темно-бурой оболочки на внутренней поверхности. Палагонит, как правило, ассоциирует с шабазитом, который образует идиоморфные кристаллы в последнем или заполняет отдельные промежутки между плагиоклазами. Часто поры в основании потоков выполняют кальцит и голубовато-серый опал. Акцессорные минералы представлены апатитом, единичным цирконом и рудным минералом (2–5 %).

Оливиновые базальты и умеренно щелочные оливиновые базальты более темные, темно-серые, до черных массивные и более плотные чем андезибазальты, редкопорфировые породы с пойкилоофитовой и интерсертальной структурой. Оливин (15–25 %) в фенокристаллах и основной массе, как правило, замещен по периферии идингситом или псевдоморфозами серпентина и боулингита. Плагиоклазы (55–60 %) в таблитчатых фенокристаллах и лейстовидных кристаллах основной массы соответствуют лабрадору, а зеленоватые пироксены (15–25 %) – авгиту. В умеренно щелочных разностях присутствует буровато-сиреневый титанавгит. В буром полупрозрачном вулканическом стекле (5-20%) обилие игольчатых выделений титаномагнетита. Оно частично замещено хлоритом или агрегатом глинистых минералов. В некоторых интерстициях присутствует палагонит (до 5%) в ассоциации с идиоморфным шабазитом. В более раскристаллизованных разностях и долеритах в интерстициях появляется анортоклаз, а в субщелочных пелитизированный калишпат и, изредка, единичный анальцит. Акцессорным минералом является апатит. Часть пор заполнены кальцитом, цеолитами и глинистыми минералами.

Базальты от оливиновых базальтов отличаются меньшим количеством оливина (1–10 %) и соответственно большим авгита (20–30 %). Фенокристаллы представлены таблитчатым лабрадором и пироксеном. В двупироксеновых разностях появляется энстатит, реже гиперстен (до 5 %), а оливин отсутствует, но увеличивается содержание стекла (до 30%). Вторичные изменения и присутствие палагонита с шабазитом для них так же характерны, как и для остальных базальтоидов.

Долериты имеют долеритовую структуру и массивную текстуру. В интерстициях вместо стекла присутствуют кварц и калишпат (до 5%), часто в микрографических сростках. Отдельные интерстиции занимают скопления слюдястых минералов и хлорита.

Лавобрекчии базальтов представлены двумя типами. Наиболее мощные потоки сложены агломератовыми брекчиями. Они состоят из преимущественно округлых глыб разного размера (10–50 см) плотных и пористых базальтов и андезибазальтов, сцементированных пористой и массивной лавой. В основании встречаются обломки подстилающих пород. Другой тип лавобрекчий близок к туфам и гиалокластитам. Обломки состоят из литокластов (до 50%) базальтов, желтого и черного стекла, кристаллокластов плагиокла-

зов и пироксенов. Цементирующая масса полностью замещена монтмориллоном, цеолитами, глинистыми минералами и гидроокислами железа.

Субвулканические образования – долериты, габбро-долериты, базальты и их автомагматические брекчии ($\beta N_1 k_z$) образуют изометричные в плане штоки, реже непротяженные дайки. Штоки преимущественно сложены долеритами, иногда раскристаллизованные до габбро-долеритов, и редко андезитами. Они прорывают покровные базальтоиды свиты, более древние разновозрастные образования, и отличаются от покровных базальтов плотным однородным и массивным обликом, высоким содержанием стекла в небольших телах и часто присутствием титанавгита. Имеют, как правило, более высокую чем покровные аналоги естественную радиоактивность (8–9 мкр/ч). По химическому составу субвулканические базальтоиды отличаются повышенным содержанием калия и кремнезема, пониженным коэффициентом фемичности, повышенной глиноземистостью, и высоким (более 0,8) отношением калия к титану.

Базальтовые покровы кизинской свиты залегают на рыхлых образованиях удальской серии миоценового возраста в межгорной впадине между речья Нижняя Удоми–Утуни, на северном побережье оз. Кади и в долинах рек Кади и Псю. Состав спор и пыльцы из линзовидного прослоя туфогенно-глинистых образований среди базальтовых потоков в нижнем течении р. Коппи был определен В. Ф. Морозовой как верхне миоценовый. В опоконидных глинах, подстилающих покров оливиновых базальтов на правобережье р. Коппи ниже устья р. Иоли, Р. С. Климовой определены *Betula cf. obsoleta* Chel., присутствующие в составе верхнемиоценового комплекса флоры Камчатки, а также *Cercidiphyllum cf. crenatum* (Ung.) Brown, являющиеся обычным видом флоры в отложениях от верхнего олигоцена до верхнего миоцена. В верховьях руч. Джаусана (приток р. Иггу) в таких же глинах и алевритах, подстилающих покров, выявлены споро-пыльцевые спектры, по определению Н. Д. Литвиненко, характерные для нижнего-среднего миоцена, а между потоками верхней части покрова – характерные для верхнего миоцена. К-Аг изотопная датировка андезибазальтов в бассейне руч. Джаусана показала 30,8 млн. лет, что отвечает олигоцену и явно противоречит палеонтологическим данным, но тем не менее свидетельствует о более древнем относительном возрасте именно кизинской свиты по сравнению с перекрывающими ее более молодыми вулканитами. На основании этих данных возраст базальтоидов кизинской свиты определяется как раннемиоценовый.

Уйнинская свита (N_{1un}) выделена на Сахалине Н. С. Ерофеевым и Н. Д. Цитенко в 1953 г., распространена в Охинско-Дагинской подзоне Северо-Сахалинской СФЗ, в тех же районах, в которых присутствует даехурийская свита, с которой она связана постепенными переходами. Нижняя часть свиты (350–450 м) сложена массивными аргиллитами и алевролитами, верхняя (250–300 м) – пачка переслаивания их с песчаниками, количество которых увеличивается к кровле свиты. Возраст определяют слои с остатками пелеципод *Nuculana tumiensis* и фораминифер *Asanaspira carinata* [384].

Борская свита (N_{1br}) выделена на Сахалине в 1937 г. И.Б. Плешаковым. Название свита получила по р. Бора, где в нее объединена мощная толща однообразных песчаников, аргиллитов и алевролитов с прослоями

туффитов, туфов, гравелитов, конгломератов, опок и мергелистых конкреций. Развита в пределах Луньско-Пограничной подзоны Южно-Сахалинской СФЗ. Ее выходы прослеживаются от Луньского залива до р. Южной. На нижележащей пиленгской свите борская залегаёт согласно.

По литологическому составу свита может быть разделена на две пачки. Нижняя пачка представляет собой постепенный переход от светло-серых кремнистых алевролитов пиленгской свиты к темно-серым, до черных с зеленоватым оттенком аргиллитам борской свиты. Вверх по разрезу переслаивание исчезает, породы становятся более массивными, теряется кремнистость, появляется мелкая рассеянная галька мезозойских пород. Верхняя часть свиты сложена переслаиванием алевролитов, песчаников, маломощных прослоев пепловых туфов и линзами гравелитов. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые, хорошо отсортированные, массивные. По простиранию мощность прослоев изменяется от 0,3 м до нескольких десятков метров. В кровле прослои песчаников обычно содержат рассеянную гальку и гравий. Мощность борской свиты до 1800 м.

По макрофаунистическим остаткам (определение В. О. Савицкого): *Nuculana wajampolkensis* Slod. *Mya karaginskiensis* Khark., *Clamys (Ch.) cosibensis* Yok. возраст датирован ранним миоценом.

Чеховский комплекс осадочно-вулканогенный представлен покровными фациями, субвулканическими образованиями и распространён в пределах Углегорско-Холмской, южнее г. Углегорск, по обоим берегам острова и Макаровской подзоны Южно-Сахалинской СФЗ.

Чеховская свита (N_1Ch) выделена на Сахалине Е. М. Смеховым в 1953 г. и представлена туфоалевролитами, туфами, лавами базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, туффитами, туфопесчаниками (до 750 м). Лежит согласно или с незначительным размывом на холмской свите. Согласно перекрыта верхнеудейской свитой. В Углегорском районе низы свиты (250 м) представлены разнозернистыми туфогенными песчаниками, туфами и туффитами. В верхней части (300 м) – пачки переслаивания туфоалевролитов, песчаников и туффитов, здесь мощность свиты до 550 м. В южном направлении увеличивается количество туфов и эффузивов, а мощность свиты возрастает до 750 м. На восточном побережье в её составе преобладают туффиты и туфы основного состава, встречаются потоки базальтов, андезитов, линзы базальтов и дацитов.

На миоценовый возраст указывают остатки моллюсков и растений, найденных в породах. Чеховская свита охарактеризована тремя датировками (К-Аг-метод) разных лабораторий в интервале нижнего миоцена – от 21 до 17 млн. лет [144].

Субвулканические образования представлены штоками диоритов (δ), диорит-порфиров ($\delta\pi$), базальтов (β), андезибазальтов ($\alpha\beta$), дайками андезитов (α), базальтов. Они выделяются на побережье залива Терпения и на западном побережье острова. Часто встречаются штоки площадью 0,5-1,5 км², изредка 2,5-3,0 км², мощность даек обычно составляет 1-5 м, редко достигая 30-50 м. Протяжённость их колеблется от 50-100 м до 2,5-7,0 км. Контакты субвулканических тел с вмещающими их осадочными и пирокластическими отложениями обычно резкие и неровные, со многими заплыви-

нами, апофизами и карманами. Обычно верхний контакт штоков более ровный, чем нижний. Ксенолиты вмещающих пород изредка встречаются в нижнем экзоконтакте на расстоянии 1-2 м, редко 5-10 м от подошвы магматических пород.

Центральные части интрузивов сложены полнокристаллическими, часто порфирированными диоритами и диорит-порфиритами. В краевых частях отмечаются базальты и андезибазальты. Дайки представлены обычно андезитами и базальтами.

Диориты и диорит-порфириты сложены преимущественно плагиоклазами (№ 45-72), количество фемических минералов (авгит, диопсид, гиперстен, бронзит, реже роговая обманка, оливин) составляет 15-25%, редко достигая 40%, содержание кварца составляет 15-20%, биотита 5-10%. В гранофировых вросках часто присутствует калиевый полевой шпат (до 5%). Акцессорные минералы – циркон, апатит, сфен, рутил, хромит, магнетит и пирит; вторичные – цеолит, хлорит, актинолит, халцедон.

Базальты и андезибазальты тёмно-серые, реже зеленовато-серые, чёрные и бурые массивные порфиновые породы с мелко- или микрокристаллической основной массой. Структура их обычно полипорфировая, реже – олигопорфировая. Основная масса обладает интерсертальной, реже пилотакситовой структурой. Андезиты отличаются от них более светлым цветом и более стекловатой основной массой. Породы сложены плагиоклазом и вулканическим стеклом. Количество темноцветных минералов (пироксен, реже оливин и роговая обманка) редко превышает 15-20%. Порфиновые выделения представлены плагиоклазами (№ 40-50 – в андезитах, до № 50-95 – в базальтах), гиперстеном, оливином, реже авгитом, диопсидом, бронзитом и роговой обманкой. Акцессорные – апатит, магнетит, пирит, сфен; вторичные – халцедон, опал, кварц, хлорит, актинолит, кальцит, альбит и эпидот.

Эндоконтактные изменения выражаются в осветлении магматических пород, увеличении количества стекла и порфирированных выделений, повышении содержания вторичных минералов по направлению к контактам.

Экзоконтактовое ороговикование захватывает зону в 1-3 м, редко до 10-20 м. В экзоконтактах породы карбонатизированы, цеолитизированы, хлоритизированы, ожелезнены, серицитизированы и альбитизированы. С породами комплекса связаны жилы и прожилки кальцита и сидерита (до 0,5 м), халцедона, кварца и опала (до 0,2 м), зоны пропилитизации (2-5 м) и вторичных кварцитов (до 1-2 м) с ртутнорудной (ртуть, мышьяк, свинец, цинк, золото) минерализацией.

Породы миоценовой диорит-андезибазальтовой формации чеховского комплекса соответствуют натровому ряду известково-щелочной серии. Характерны повышенные содержания извести и железа, пониженные – кремнезёма, щелочей и окиси марганца. Кроме того, все группы пород, кроме андезитов, обладают повышенной глинозёмистостью [171].

Гальки пород комплекса находятся в конгломератах среднемиоценовой верхнедуйской свиты.

Верхнедуйская свита (N_{1vd}) выделена на Сахалине А.Н. Криштофовичем в 1918 г. Широко распространена в Александровской, Макаровской и Тымь-Поронайской подзонах и представлена параличскими уг-

леносными отложениями, резко фациально-изменчивыми. Залегают на подстилающих, как правило, со стратиграфическим или угловым несогласием. Свита сложена разнородными песчаниками, аргиллитами (глинами), алевролитами. В нижней части свиты наблюдаются пласты и линзы конгломератов и туфов, в верхней – преобладают глинистые породы. Пласты каменного и бурого угля, слагающие разрабатываемые месторождения, располагаются в разрезе свиты в различных районах по-разному: в Александровском и Макаровском районах они сконцентрированы в средней части свиты (угленосная подсвита), в Побединском – в нижней, а в Тымовском – в нижней и верхней. Количество угольных пластов рабочей мощности достигает 17 м. Мощность свиты достигает 1200 м. Свита содержит миоценовый комплекс флоры с *Trapa borealis*, *Ginkgo adiantoides*; комплекс фораминифер с *Ammonia japonica* и слои с пеллециподами: внизу с *Corbicula mgatschensis*, сверху с *Nuculana tatarica* [384].

Сертунайская свита (N_{1sr}) развита в тех же подзонах, что и верхнедуйская, на которой залегают согласно. В северной части распространения свита представлена песчаниками, алевролитами, алевролитами с редкими прослоями гравелитов и конгломератов. В южном направлении возрастает роль глинистых пород – глинистых песчаников и глин. Мощность свиты до 400 м.

Палеонтологическая характеристика свиты аналогична верхнедуйской.

Уранайская свита (N_{1ur}) выделена на Сахалине в 1937 г. И. Б. Плешаковым на р. Уранай. Свита имеет ограниченное распространение только в пределах Луньско-Пограничного прогиба, в виде узких полос северо-западного простирания на крыльях Хузинской синклинали, где она согласно залегают на отложениях борской свиты.

В целом свита сложена переслаиванием песков, песчаников, алевролитов, глин, гравелитов, конгломератов, прослоев углей. Мощность свиты – 200-800 м.

В отложениях уранайской свиты собраны остатки фауны (определенная В.О. Савицкого): *Nuculana chusiensis* Laut., *Liocyma chusiensis* Laut., *Acila gottschei* (Bohm) др., фораминифер (определения Митрофановой): *Elphidiella jannae* Volosh., *Criboelphidium subglobosum* Volosh. и др., диатомовой флоры: *Thalassiosira fraga* Schrader, *Hyalodiscus dentatus* O. Korotk., *Hyalodiscus elegans* Streln. и др., на основании которых принят среднемиоценовый возраст свиты.

Ягодный комплекс вулканический (N_{1jg}) представлен покровными фациями и субвулканическими образованиями. Распространен в восточной прибрежной части Луньско-Пограничной подзоны Южно-Сахалинской СФЗ в нижнем течении р. Березовка, междуречье Серебристый – Ягодная и в привершинной части г. Слава.

Ягодная толща (N_{1jg}) выделена В. Ф. Евсеевым в 1997 г. Представлена агломератовыми туфами и туффитами трахиандезибазальтов, лавами оливиновых трахибазальтов, трахиандезибазальтов, туфопесчаниками.

На подстилающих отложениях борской свиты залегают согласно. На образованиях ракетинского тектоногенного комплекса и богатинской свиты – с угловым несогласием.

Вскрытая мощность толщи, вычисленная графически, более 500 м.

Миоценовый возраст толщи принят на основании находок раннемиоценовой макрофауны в туфопесчаниках. Радиологический возраст лав, полученный U-Pb-методом составляет 19 – 23 млн. лет [265].

Субвулканические образования ягодного комплекса вулканического представлены двумя близкими к изометричным (до 200 м в поперечнике) субвулканическими штоками *трахиандезибазальтов* (таВ) в привершинных частях г. Тайга и безымянной вершины в 3 км к северу от г. Серебристая. Комплекс даек трахиандезибазальтов и *трахиандезитов* (та) прорывает отложения борской свиты и пространственно тяготеет к зоне сброса северо-восточного простирания, прослеживающегося вдоль левого борта долины р. Березовка. Простирание их направлено под острым углом к меридиональным нарушениям, что, по-видимому, указывает на размещение их в трещинах отрыва при сдвиговых деформациях.

Мощность даек обычно не превышает 10 м, а протяженность нескольких сотен метров. Контактные воздействия выражены очень слабо. Мощность зоны изменения не превышает первых десятков сантиметров и выражена лишь в незначительном уплотнении и термальном воздействии на вмещающие породы.

Трахиандезибазальты, трахиандезиты. По внешнему облику это темно-серые, серые и светло-серые, плотные, породы порфировой структуры, в мелких телах и в приконтактных частях штоков – микропорфировой. В порфировых выделениях содержатся плагиоклаз – 18-20%, моноклинный пироксен – 1,6-2,5%, роговая обманка – 1-5%, а в более кислых разностях – биотит – до 7%. Изредка встречаются шлировые скопления округлой формы диаметром до 8 см, содержащие 50-60% роговой обманки. Основная масса, составляющая 50-95% породы, хорошо раскристаллизована, на контактах с вмещающими породами – слабее и состоит из микролитов и мелких зерен плагиоклазов, темноцветных, магнетита и апатита и иногда небольшого количества вулканического стекла. Эндоконтактных изменений почти не отмечается. Лишь в зальбандах даек иногда присутствует небольшое количество хлоритизированного вулканического стекла.

По химическому составу субвулканические образования комплекса относятся к умереннощелочным, высокоглиноземистым, высокотитанистым породам известково-щелочной серии калиево-натриевого типа трахиандезитовой формации.

Раннемиоценовый возраст субвулканических образований ягодного трахиандезитового комплекса принят на основании датировки образца лав трахиандезибазальта покровной фации, который составил (19±0,63 млн. лет, U-Pb-метод по цирконам) [265].

Дагинская свита (N_1dg) выделена на Сахалине в 1932 г. И.Б. Плешаковым, развита в Охинско-Дагинской подзоне Северо-Сахалинской СФЗ, где залегает согласно на уйнинской и состоит (в стратотипе на р. Даги к северу от исследованной территории) из трёх частей. Нижняя (подугленосная – 620-820 м) сложена мелкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Средняя (угленосная – 350-700 м) представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и глин, в её составе отмечается до 20

пластов каменных и бурых углей, мощностью от 0,1 до 2,5 м, а также многочисленные прослои углистых аргиллитов и линзы сидеритов. Верхняя (надугленосная – 150-800 м) сложена рыхлыми песчаниками с пачками алевролитов и алевроитов. Мощность свиты – до 1600 м, является одной из главных нефтематеринских толщ.

Среднемиоценовый возраст верхней части свиты определён по слоям с пеллиподами *Nuculana chusiensis*, *Macota optima*, фораминиферами с *Islandiella miocenica* и диатомеями с *Kisseleviella carinata* [384].

Верхнедуйская и сертунайская свиты объединённые (N_{1vd+sr}) известны на западном побережье Сахалина в районе г. Александровск-Сахалинского, в долинах рек Большая Александровка, Агнево, на западном побережье зал. Терпения у южной рамки листа, в районе пос. Тымовское и Адо-Тымово. Представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, глинами, прослоями конгломератов, гравелитов, пластами бурого угля и углистых аргиллитов (до 1600 м).

Хузинская свита (N_{1hz}). Выделена на Сахалине в 1937 г. Плешаковым И.Б. на р. Бол. и Мал. Хузи. Площадь ее распространения ограничена Луньско-Пограничным прогибом. Слагает мульду Хузинской синклинали.

Контакт с нижележащими отложениями уранайской свиты согласный, четкий, ровный и проводится по резкой смене песков уранайской свиты алевролитами зеленовато-серыми, глинистыми, плохо отсортированными. В целом свита сложена переслаиванием алевролитов, диатомитов, песчаников, песков, конгломератов.

Общая мощность свиты изменяется в пределах 400-800 м.

В отложениях свиты собрана диатомовая флора зон: *Denticulopsis praedimorpha*, *Thalassiosira yabei*, *Denticulopsis dimorpha*, *Thalassinema schraderi* и *Neodenticula kamtschatica*, на основании которых принят средне – верхнемиоценовый возраст свиты.

Окобыкайская свита (N_{1ok}) выделена на Сахалине П.И. Полевым в 1909 г. Широко развита в северной и центральной частях Охинско-Дагинской и Тымь-Поронайской подзон. Контакт с подстилающими образованиями, как правило, трансгрессивный, в некоторых районах согласный или с незначительным размывом. Состав свиты довольно однообразен и представлен глинами, алевроитами, глинистыми алевролитами с прослоями песков, аргиллитов и песчаников. Максимальная мощность свиты до 1500 м. Наряду с дагинской свитой является одной из главных нефтематеринских толщ.

Остатки морской фауны встречаются по всему разрезу. Позднемиоценовый возраст определяют по моллюскам слою с *Tryasira disjuncta* и *Megayoldia thraciaeformis*; по фораминиферам – с *Islandiella laticamerata*; по диатомеям с *Denticulopsis lauta* [384].

Александровская свита (N_{1al}) выделена на Сахалине Ф.Г. Лаутеншлегером в 1938 г., развита в Александровской подзоне, выполняет мульду синклинали складки на морском побережье от г. Александровска (на юге) до пос. Арково (на севере). Свита сложена однообразной толщей алевроитоглинистых отложений с прослоями (0,4-0,5 м) мелкозернистых песчаников. В этих отложениях содержатся углефицированные остатки расте-

ний, мелкая кремнистая галька, стяжения пирита и конкреции известковистых алевролитов. Мощность свиты до 1100 м.

Свита характеризуется относительно однообразным комплексом моллюсков, аналогичным таковому в окобыкайской свите, подтверждающим позднемииоценовый возраст.

К у р а с и й с к а я с в и т а (N_1kr) выделена на Сахалине К. Уватоко в 1925 г., распространена в Углегорско-Холмской и Макаровской подзонах Южно-Сахалинской СФЗ, южнее линии Поронайск-Бошняково, где согласно залегает на сертунайской свите. Свита сложена алевролитами кремнистыми, опоковидными и диатомовыми, диатомитами, кремнистыми песчаниками, опоками, туффитами с конкрециями мергелей. В Углегорском районе нижняя часть свиты (до 1200 м) представлена массивными окремнёнными аргиллитами, а верхняя – алевропелитами с редкими прослоями песчаников. Мощность свиты от 170 до 1300 м (постепенно уменьшается в южном направлении).

Для верхнемииоценового возраста свиты характерны слои с *Malettia kurasiensis*, по фораминиферам – с *Haplophragmoides rensi* [384].

Миоценовые образования получили распространение во всех СФЗ акватории.

Углегорский ССК ($^sN_{1ug}$) Западно-Сахалинской и Южно-Сахалинской СФЗ. В пределах Западно-Сахалинской СФЗ имеет широкое развитие, с разрывом перекрывая вулканогенно-осадочные сергеевские образования. С этих отложений в северной части Татарского пролива начинается выдержанный осадочный чехол. Между тем, на сопредельной суше, особенно в окрестностях г. Красногорска, отмечаются сложные взаимоотношения между сергеевским и углегорским комплексами, так как верхняя часть вулканогенных отложений сергеевской свиты насыщается терригенными слоями с углями. Это затрудняет проведение границ между комплексами. На сейсмических профилях акватории не всегда уверенно картируется горизонт 5^a, разделяющий верхнюю терригенную часть комплекса (верхнедуйская свита) от вулканитов (чеховская свита). Глубина погружения комплекса на севере Татарского пролива достигает 3,6-4,6 км, а в Тернейском депоцентре 6 км. Мощность углегорского ССК максимальна (до 1-1,3 км) в Александровском, Ламанонском и Тернейском прогибах. Комплекс выклинивается в 5-30 км, не достигая материкового берега.

Морские образования рассматриваемого ССК вскрыты скважиной № 1 Ильинской площади (1730-2432 м). Снизу вверх по разрезу здесь залегают: 1. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, крепкие с фораминиферами (слои с *Nonion nagasawaensis Matsunaga*) - 300 м 2. Аргиллиты темно-серые до черных, крепкие, участками кремнистые с редкими прослоями или линзами бурого угля (слои с *Asteroammonia katangliensis Volosh.*, *Criboelphidium vulgare Volosh.*) – 400 м

Более мористый разрез углегорского ССК вскрыт на Старомаячининской площади, расположенной непосредственно за южной рамкой листа М-54 в 35 км от побережья. В нижней части разреза скважины (3016-1800 м) вскрыта сравнительно однородная алеврито-глинистая толща с редкими обломками бурого угля в шламе и остатками фораминифер.

На самом севере Татарского пролива предположительно к самым верхам углегорского ССК (аусинской свите) отнесены отложения, вскрытые в призабойном участке (2800-3248 м) скважины Александровская-1. Здесь они представлены тонким переслаиванием глин, алевролитов и песчаников с морскими моллюсками и богатым комплексом фораминифер: *Budashevaella laevigata* (Volosh.), *Trochammina pacifica* Cush., *Alveolophragmium* sp. indet., *Asteroammonia katangliensis* Volosh., *Buccella subconica* Budash., *Criboelphidium subglobosum* (Volosh.), *C. vulgare* (Volosh.), *Elphidiella* ex gr. *nabiliensis* (Volosh. et Borovl.), *Saidovella katangliensis* (Volosh.), *Poropullenia bulloides* Volosh., *Brizalina dilatata* (Reuss), *Islandiella* sp. indet.

Курасийский ССК ($^5N_{1kr}$) Западно-Сахалинской и Южно-Сахалинской СФЗ. От нижележащего углегорского комплекса отделен региональным несогласием 5. В подошве комплекса как в береговых, так и в скважинных разрезах залегают глауконитовые песчаники и гравелиты, сменяющиеся вверх по разрезу опоками, опокovidными и кремнистыми аргиллитами. Эти отложения формировались в расцвет трансгрессии, связанной, вероятно, и с эвстатическим подъемом уровня моря. Масштабы последнего оцениваются примерно 100 м. Курасийские отложения выходят на поверхность дна вдоль большей части западного побережья Сахалина. В прогибах курасийский ССК погружен на глубины от 1,5 до 2-2,5 км и только в Тернейской впадине находится на глубинах 4-5,5 км. К материковому побережью курасийский комплекс по схеме подошвенного налегания и частично кровельного срезания выклинивается.

В целом мощность сейсмокомплекса закономерно увеличивается на восток к присаханскому депоцентру до 1,5-2,0 км. Максимальные мощности комплекса установлены в Ламанонском прогибе (2,8-2,9 км), что согласуется с аналогичными мощностями курасийской свиты на прилегающей суше.

Наиболее полно курасийский ССК вскрыт Красногорской (1140-2145 м) и Ильинской-1 (379-1730 м) скважинами.

В Красногорской скважине углегорский ССК по резкой границе с глауконитовыми песчаниками в основании сменяется алевролитами темно-серыми с маломощными прослоями алевролитистых песчаников с обилием фораминифер. На Ильинской площади в составе курасийского комплекса преобладают перекристаллизованные опоки, опокovidные глины, кремнистые аргиллиты и алевролиты. Комплекс фораминифер включает: *Martinottiella communis* (Orb.), *Bathysiphon edurus* Volosh., *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. renzi* Asano, *Cyclammina pilvoensis* Volosh., *C. ezoensis* Asano, единично *Spirosigmoilinella compressa* Mats. Из секреторных форм в небольших количествах встречаются: *Bulimina pseudotorta* Cushm., *Euvigerina auberiana* (Orb.), *Pseudoparrella relizensis* Kleinp., *Epistominella* sp. Сходный комплекс фораминифер типичен для сравнительно глубоководной фации курасийской свиты Южного Сахалина.

В скважинах, расположенных севернее Ламанонского полуострова (Изыльметьевская, Надеждинская и Гавриловская площади), в курасийском ССК, в отличие от более южных разрезов, встречены горизонты вулканических и вулканогенно-осадочных пород. В Надеждинской скважине-1 они составляют значительную часть вскрытого разреза (1470-2200 м) и представлены

чередованием (снизу вверх) гиалокластитов, туфов и туффитов с линзами и прослоями туфопесчаников, туфоалевритов и глин, потоков андезибазальтов и пестроцветных порфириновых риолитов. Комплексы фораминифер, выделенные в этих скважинах: *Budashevaella laevigata* (Volosh.), *B. aff. deserta* (Volosh.), *Ammomarginulina plana* (Volosh.), *A. rugosa* (Volosh.), *Alveolophragmium cf. orbiculatum* Stsched., *Pseudoparrella naraensis* Kuwano (много), появляются секретионные – *Buccella subconica* Budash., *Cibicides sp. indet.*, *Cribrorophidium subglobosum* (Volosh.), *C. vulgare* (Volosh.), *Euuvigerina modeloensis* Cushm. et Kleinp., *Trifarina kokozuraensis* (Asano), *Islandiella excavata* (Volosh.) и др. Они характеризуют верхнемиоценовый уровень и типичны для более мелководных условий осадконакопления.

В самой северной (Александровской) скважине курасийский ССК (1455-2 940 м) отличается более мусорным и грубозернистым составом: песчаники, алевриты и глины. Комплекс фораминифер, установленный в низах комплекса, представлен мелководными формами и имеет значительное сходство с сообществами углегорского ССК.

Нижнемаруямский ССК (${}^6N_{1mr_1}$) Западно-Сахалинской СФЗ – составляет значительную хорошо картируемую сейсморазведкой часть «слоистого» комплекса Татарского пролива. Мощность этих отложений последовательно уменьшается от сахалинского мелководья (2,5-3,0 км) на запад и отложения выклиниваются в 10-20 км от берега материка. Нижнемаруямские отложения, как и все нижележащие образования на сахалинском мелководье, дислоцированы. От западных крыльев фронтальных складок толща погружается на запад, наращиваясь более молодыми плиоценовыми слоями. На севере Татарского пролива в 10-20 км от берега Сахалина, но восточнее наибольших глубин пролива, отложения постепенно выполаживаются, а затем полого воздымаются (1-5°) к материку. Здесь, на мелководье они трансгрессивно перекрывают вулканы Восточно-Сихотэ-Алинского пояса.

Уменьшение мощности отложений к западу происходит в основном за счет конседиментационного телескопирования разреза – последовательного уменьшения толщин всех пачек и их частичного выклинивания. На западном (приматериковом) борту наблюдается постепенное выклинивание подошвенных слоев комплекса и иногда – предплиоценовый эрозионный срез.

В целом, нижнемаруямский ССК представлен песчано-алевритовыми слабоуплотненными и рыхлыми образованиями, достаточно резко меняющими состав с севера на юг и с запада на восток от существенно песчаных отложений до алевритов, опоковидных алевритов и глин.

Нижнемаруямский ССК изучен на Красногорской (морской) площади, где хорошо сопоставляется с нижнемаруямской подсветитой Красногорской и Угловской площадей суши. В морской скважине Красногорская-1 рассматриваемые отложения согласно залегают на курасийских и делятся на две части. Нижняя часть (600 м) сложена глинами и алевритами с гнездами гравийного материала и редкими пластами песчаников мелкозернистых, светло-серых; верхняя часть (120 м) – диатомовые глины и диатомиты светло-серые с прослоями алевритов. Выше залегают рыхлые песчаники и пески, относящиеся к верхнемаруямскому ССК (ОГ 2).

По фораминиферам в нижней части выделяются слои с *Budashevaella laevigata* (Volosh.), *Islandiella excavata* (Volosh.), *Pseudoparella naraensis* Kuwano (миоцен); средняя и верхняя части относятся к зоне *Retroelphidium clavatum* (плиоцен). По распределению диатомовой флоры маруямская свита полностью соответствует зоне *Neodenticula kamtchatica*.

В своде Красногорской складки верхняя часть разреза размыта и здесь на поверхности дна обнажается нижняя часть нижнемаруямского ССК.

В сводовых частях Ильинской площади вскрыты только нижние части нижнемаруямского ССК.

Углегорский и курасийский ССК нерасчлененные (^SN₁ug-kr) Западно-Сахалинской и Южно-Сахалинской СФЗ. На сейсмических разрезах он характеризуется отчетливо дифференцированным (слоистым) волновым полем, чем резко отличается от нижележащих образований. Распространен только на западе региона, и, возможно, на севере.

В заливе Терпения ССК вскрыт прибрежными скважинами (Невская-2, Южно-Камышева-8, Кенгинская-5). Он полностью выклинивается к Найбинскому и Невскому поднятиям.

Рассматриваемый ССК сопоставляется с нижней частью макаровской осадочной серии, широко развитой на западном побережье залива Терпения (верхнедуйская, аусинская и курасийская свиты). Несогласный характер углегорского ССК с подстилающими породами устанавливается везде в рассматриваемом регионе. Если на крайнем западе залива несогласие выделяется достаточно условно, то к востоку оно становится все более отчетливым, со срезанием верхних горизонтов сергеевского ССК, подошвенным (трансгрессивным) налеганием слоев и полным выклиниванием комплекса к Найбинскому и Невскому поднятиям.

Сейсмическим горизонтом Б₁ ССК разделяется на 2 части (подкомплекса). Нижний подкомплекс сопоставляется с верхнедуйской и сертунайской, верхний – с курасийской свитами. Для нижнего подкомплекса характерно относительно хаотичное волновое поле, свидетельствующее о литолого-фациальной изменчивости отложений. Мощность подкомплекса достигает 500-700 м в западных синклиналиях (Пугачевской, Лебяжинской, Заозернинской) и резко сокращается до полного выклинивания к Найбинскому и Невскому поднятиям.

Нижний подкомплекс вскрыт морскими скважинами: Вахрушевская-1 (1270-1595 м), Лебяжинская-1 (1480-2237 м), Пугачевская-1 (790-1850 м). Здесь он представлен алевролито-глинистыми породами с маломощными прослоями песчаников и пропластками угля толщиной до 1 м в нижней части, в верхней – преимущественно алевролитами и глинами с фораминиферами *Asteroammonia takanabensis* (Ishizaki), *Miliammina* sp, *Criboelphidium subglobosum* (Volosh). В Пугачевской скважине (1350-1361 м) встречены пресноводные солоноватоводные *Corbicula*, характерные для верхнедуйской свиты побережья. В разрезе Лебяжинской скважины (1735-2237 м) встречены *Astero-Ammonia takanabensis* (Ishizaki), *Miliammina complanata* Volosh., *Elphidiella aff. simplex* Volosh., *Pseudoelphidiella subcarinata* (Volosh.), *Buccella floriformis* Volosh. Сертунайский уровень (1422-1735 м) – это песчаники, алевролиты и глины с моллюсками хорошей сохранности *Yoldia chojensis*, *Y. aff. na-*

biliana, *Nuculana chinaensis*, *Leionucula psjakauphensis*, *Serripes aff. similis*, *Cyclocardia ferruginea*, *Crepidula sp.*, *Ciliatocardium shinjense*.

Верхняя часть ССК сопоставляется с курасийской свитой побережья. В береговых разрезах взаимоотношения курасийской свиты с подстилающими образованиями различно – от практически согласного залегания до трансгрессивного перекрытия с базальными глауконитовыми песчаниками в основании. Практически везде курасийская свита представлена тонкослоистой толщей кремнистых опоковидных алевролитов с прослоями кремней, карбонатных конкреций и скоплением тонкостенных раковин сравнительно глубоководных моллюсков (*Delectopecten pedruanus*, *Nuculana praerobai*, *Yoldia scanha* и др.). Мощность отложений курасийского подкомплекса сокращается к северу и востоку от Макаровского прогиба, в котором она достигает 1 000 м. В краевых частях синклиналей и на поднятиях подкомплекс трансгрессивно налегает на различные горизонты подстилающих пород, последовательно от «верхнедуйских» на все более древние образования сергеевского и палеогенового ССК и пород фундамента. На поднятиях рассматриваемые образования или отсутствуют, или представлены предельно тонкими слоями. Кровля подкомплекса максимально погружена в Стародубском прогибе (4000 м), расположенного южнее листа М-54.

В волновом поле рассматриваемые отложения имеют отчетливо слоистый характер, но в районах сокращенных мощностей представлены акустически прозрачной толщей с возрастанием амплитуды отражений в прикровельной части, что подчеркивает регрессивный характер напластования.

Отложения курасийского подкомплекса вскрыты Вахрушевской-1 (1170-1270 м), Лебяжьинской-1 (1200-1480 м) и Пугачевской-1 (300-790 м) скважинами. Они представлены в основном монотонной толщей аргиллитов (Вахрушевская скважина) с примесью песчаного и алевроитового материала (Пугачевская скважина). Отложения охарактеризованы диатомовой флорой зон *Denticulopsis dimospha* и *Denticulopsis hustedtii* и фораминиферами с *Cyclammina praecancellata* Volosh., *Uvegerina modeloensis* Cum. et Klient. (средний моцен).

В Лебяжьинской скважине (1372-1422 м) кремнистые аргиллиты содержат моллюски и фораминиферы: *Ammodiscus tenuis* Volosh., *Cyclammina praecancellata* Volosh., *Martinottiella communis* Orb., *Dentalina bagg* Gall. et Wissl., *Cibicides refulgeus*, *Melonis soldanii* (Orb.), *Uvigerina modeloensis* Cusm. et Klient., *Trifarina kokozuraensis* (Asano), *Islandiella californica* (Cusm. et Huzez.) и др.

На мелководе северной части Татарского пролива нерасчлененный углесторский и курасийский ССК скорее всего соответствует следующим свитам береговых разрезов Александровского района (снизу вверх): верхнедуйской угленосной, иногда выпадающей из разреза, и существенно алевролитоглинистыми сертунайской и александровской, общей мощностью до 1,5 км. К югу, южнее пос. Бошняково, отложения претерпевают существенные фациальные изменения, происходит замещение сертунайской и александровской свит на глинисто-кремнистую курасийскую свиту, широко развитую уже южнее г. Лесогорска.

Общая мощность нерасчлененного углегорского и курасийского ССК достигает 1300–1700 м в синклиналиях Макаровского прогиба, закономерно уменьшаясь к северу, востоку и югу до полного выклинивания в пределах сводовых частей Найбинского, Мануйского и Невского поднятий.

Уйнинско-дагинский ССК ($^{\delta}N_{1un-dg}$) распространен в Северо-Сахалинской СФЗ на всей акватории за исключением небольших участков прибрежной зоны Пограничного бассейна, где обнажаются подстилающие отложения и фундамент. На смежных участках прилегающего мелководья, рассматриваемый комплекс обнажается на дне моря.

В Пограничном бассейне для уйнинско-дагинского комплекса в целом характерен параллельно-слоистый рисунок волнового поля с изменением динамики отраженных волн снизу вверх по разрезу от низко – до высокоамплитудных. Внутри комплекса выделяются несколько отражающих горизонтов, отличающихся акустической выразительностью, но наиболее ярким и хорошо коррелируемым рефлектором является кровля комплекса (ОГ 6), являющегося опорной сейсмической границей для всего шельфа Северо-Восточного Сахалина.

Сравнительно низкоамплитудная нижняя часть разреза мощностью до 1000-1300 м сопоставляется с борской свитой прилегающей суши, верхняя, высокоамплитудная мощностью до 300-400 м, – с уранайской свитой. Общая мощность уйнинско-дагинского комплекса на шельфе Пограничного суббассейна изменяется от нескольких сотен метров до 1500 м. Борская и уранайская свиты хорошо изучены на прилегающей суше [72, 117]

По комплексам диатомовой флоры борская свита сопоставляется с зонами *Thalassiosira praefraga* – *Crucidentacula kanayae* (?) (ранний миоцен), а уранайская свита – с *Denticulopsis lacta* – *Crucidentacula nicobarica* (ранний - средний миоцен).

В разрезе морской скважины 1 - Борисовская, пробуренной за пределами листа, к борской свите (545-1636 м) отнесены алевролиты, аргиллиты, кремнистые аргиллиты с фораминиферами *Ammonia*, *Asteroammonia* и с *Pseudoelphidiella subcarinata*, а к уранайской (384-545 м) – пески, песчаники с прослоями глин, алевролитов и гравелитов.

В Северо-Сахалинском бассейне основание уйнинско-дагинского ССК на сейсмических разрезах (ОГ 7) выглядит в виде слабого углового несогласия и служит достаточно отчетливым разделом. В волновом поле оно выражено двухфазным низко-среднеамплитудным непрерывным отражением с кровельным прилеганием и слабым срезом подстилающих слоев на антиклиналях. Вышележащие слои на склонах поднятий контактируют с поверхностью несогласия по схеме подошвенного прилегания по падению, в прогибах несогласия не выражено. Для уйнинских отложений характерна низкоамплитудная, иногда полупрозрачная запись. Их мощность колеблется в широких пределах: от 1000-1100 м в прогибах до 75-100 м и почти полного выклинивания на крупных поднятиях (Мынгинское поднятие, структура Монги-море). На некоторых участках южной части Северо-Сахалинского бассейна картируется ОГ 6^a, сопоставляемый с разделом уйнинской и дагинской свит.

Характерен сейсмический облик дагинских отложений. Это покровные отложения с длительно коррелируемыми средне-высокоамплитудными слоя-

ми, венчающиеся опорным двухфазовым, высокоамплитудным непрерывным рефлексором (ОГ 6).

На крайнем севере акваториальной части дагинские отложения приобретают проградационное строение, указывающее на продвижение дельты в условиях значительной крутизны берегового склона.

В Северо-Сахалинском бассейне уйнинско-дагинский ССК увязан по сейсмическим разрезам с уйнинско – нижеборскими отложениями Усть-Конгинской площади суши и уйнинско-дагинскими отложениями месторождения Катангли. На месторождении Катангли (скв. 700), уйнинская свита на подстилающих даехуриинских отложениях залегает согласно и в нижней части (500 м) представлена чередованием преобладающих аргиллитов и алевролитов с мелкозернистыми песчаниками с сидеритовыми и марказитовыми конкрециями и моллюсками с *Yoldia ex gr.scissurata* и фораминиферами с *Reophax tappuensis Asano*, *Rhabdammina katangliensis Volosh.*, в верхней части (300 м) – чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов с моллюсками и фораминиферами. Общая мощность свиты 800 м.

Наиболее полно на акватории эти отложения, вскрытой мощностью 350 м (2150-2500 м), изучены скважиной 1 на Венинской структуре. Здесь они представлены чередованием алевролитов серых глинистых с аргиллитами коричневато-серыми; в нижней части вскрытого разреза преобладают аргиллиты. Фораминиферы: *Reophax tappuensis Asano*; *Haplophragmoides laminatus Volosh.*; *Cyclammina incisa (Stache)*; *Ammomarginulina matchigarica Volosh.*; *Porosorotalia sp. indet*; *Ammonia aff. tochigiensis Uchio*; *Saidovella cf. katangliensis (Volosh. et Borovl.)*; *Pseudoelphidiella subcarinata (Volosh.)*; *Budashevella sp. indet*; *Criboelphidium sp. indet*.

Вышележащие дагинские отложения скважины 1 Венинской структуры разделяются на 3 пачки, сопоставляемые с тремя подсвитами суши: нижнюю (787 м), среднюю (654 м) и верхнюю (226 м), общей мощностью 1667 м. Нижняя пачка – это неравномерное переслаивание песчаников светло-серых мелкозернистых и глин темно-серых алевролитистых; в нижней части аргиллиты коричневые, плотные, алевролитистые с единичными *Elphidiella simplex Volosh.*; *Pseudoelphidiella subcarinata (Volosh.)*; *Pseudoelphidiella problematica (Volosh.)*; *Criboelphidium sp. indet*; *Buccella sp. indet*. Средняя пачка представлена глинами темно-серыми, алевролитистыми с прослоями мелкозернистых песчаников и угольных прослоев. Верхняя пачка сложена пластами песчаников светло-серых мелкозернистых, отделенных друг от друга тонкими слоями алевролитов.

Сходный разрез наблюдается и на Лунском газоконденсатном месторождении, где шестью скважинами хорошо изучены верхние две пачки, общей мощностью до 900 м.

Самые верхи нижней пачки (180 м) характеризуются наличием фораминифер – *Reophax tappuensis Asano*; *Cyclammina incisa (Stache)*; *Porosorotalia tumiensis Kuzn*; *Asteroammonia takanabensis (Ishizaki)*; *Pseudoelphidiella subcarinata (Volosh.)*; *Elphidiella simplex Volosh.*

Нижняя половина средней пачки содержит фораминиферы: *Asteroammonia takanabensis (Ishizaki)*; *A.borovlevae Volosh.*; *Elphidiella simplex Volosh.*

Верхняя часть этого разреза, охватывающая верхнюю и верхнюю половину средней пачки, где отмечаются прослои угля до 3 м, характеризуется богатым комплексом моллюсков: *Leionucula sp.*; *Acila marujamensis Ilyina*; *Nuculana (Sacella) tatarica Kog.*; *Yoldia chojensis Moeller*; *Yoldia (Cnesterium) nabiliana Sim.*; *Yoldia (Cnesterium) supraoregona Khomenko*; *Yoldia (Cnesterium) ochotensis (Khom.)*; *Megayoldia thraciaeformis (Storer)*, *Modiolaria nigra (Gray)*; *Venericardia (Cyclocardia) ferruginea Clessin*; *Serripes groenlandicus (Bruguere)*, *Macoma optiva (Yokoyama)*; *Liocyma fluctuosa (Gould)*; *Liocyma okobikaensis Popova, sp. nov.*; *Mya truncata (Linnaeus)*; *Mya japonica Jay*; *Mya (Mya) cf. sertunayensis (Lautenschläger)*; *Cryptomya cf. californica (Conrad)*; *Hiatella arctica Linnaeus*, *Hiatella rugosa Linnaeus*, *Panope cf. ampla Dall*.

Комплексы фораминифер (зона *Asteroammonia takanabensis*, *Elphidiella sachalinensis*, *E.ex.gr.nabilensis*): *Haplophragmoides denyellatus starr.*; *Ammonia japonica (Hada)*; *Asteroammonia takanabensis (Ishizaki)*; *Elphidiella sachalinensis (Volosh.)*; *E.ex.gr.nabilensis (Volosh.et Borovl)*; *Pseudoelphidiella problematica (Volosh.)*; *P.subcarinata (Volosh.)*; *Poropullenia bulloides Volosh.*; *Perfectionion rotundatus Grig*; *Nonion nagasawaenses Mats.Un.*

По данным сейсморазведки и бурения общая мощность дагинских отложений в своде Лунского месторождения достигает 1900 м, а общая мощность уйнинско-дагинского ССК оценивается в прогибах не менее, чем в 3000 м.

Окобыкайский ССК (^δN_{1,ok}) имеет повсеместное распространение в Северо-Сахалинской СФЗ, обнажаясь на дне моря небольшими участками на мелководье Пограничного бассейна и в Северо-Сахалинском бассейне в своде Венинской антиклинали.

Из-за многочисленных разрывов и слабой динамической выразительности рассматриваемого интервала разреза, до сих пор остаются спорные вопросы по стратиграфическому сопоставлению и объемам окобыкайского ССК. По привязке к береговым разрезам в Пограничном бассейне он сопоставляется с хузинской свитой, в Северо-Сахалинском – с окобыкайской свитой.

На суше Пограничного бассейна хузинская свита на нижележащих отложениях залегает с размывом, с базальными песчаниками (15 м), содержащими гальки и валуны размером до 0,1-0,2 м. Свита сложена в нижней части (200-250 м) преимущественно алевролитами, иногда опоковидными, с остатками морских моллюсков и фораминифер, прослоями песчаников и песков и линзами галечников, гравелитов, обломками древесины. В верхней части (200-250 м) преобладают пески и песчаники с алевролитами и диатомовыми аргиллитами. Общая мощность свиты свыше 500 м.

На поверхности дна окобыкайский ССК, сопоставляемый в Пограничном бассейне с хузинской свитой, обнажается в мульде Хузинской синклинали и севернее в виде узкой полосы в 2-5 км от берега. На сейсмических разрезах он характеризуется параллельными слоями с увеличением амплитуд отражений вверх по разрезу, что свидетельствует о регрессивном строении толщи.

Мощность рассматриваемого комплекса достаточно выдержана и достигает 500-600 м, уменьшаясь лишь в сводах некоторых структур, где отложения ССК частично эродированы. В акваториальной части за пределами листа в скважине Борисовская-1 (200-384 м) ССК представлен диатомовыми глинами

с прослоями алевролитов и песчаников с диатомовыми водорослями зон *Denticulopsis hyaline* и *D. praedimorpha*.

В Северо-Сахалинском бассейне окобыкайский ССК является одной из основных маркирующих толщ. Он ограничен несогласиями 6 и 5^a. Практически везде комплекс представлен низко-среднеамплитудными параллельными отражениями, в нижней части – полупрозрачной толщей. На западе района нижние слои комплекса «подошвенно» налегают на ОГ 6, верхние слои обычно «кровельно» прилегают к ОГ 5^a.

На Лунском месторождении окобыкайский ССК во всех скважинах представлен сравнительно однородными глинами темно-серыми, с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников и богатым набором фораминифер, объединяющихся в 3 комплекса.

Нижний (слои с *Cyclammina ex.gr.pilvoensis*, *Ammonia japonica*) и средний (слои с *Haplophragmoides renzi*, *Martinottiella communis*) комплексы распространены примерно в равных объемах в нижней половине ССК. Они содержат *Bathysiphon edurus* Volosh.; *Haplophragmoides renzi* Asano; *H.indentatus* Volosh.; *H. tortuosus* V. Kuznetz.; *Asanospira carinata* (Cush.et Renz); *Cyclammina ex.gr. pilvoensis* Volosh.; *C.ezoensis* Asano; *Plectina nipponica* Asano; *Martinottiella communis* (Orb.). Верхний комплекс (слои с *Budashevaella laevigata*, *Cyclammina praecancellata*, *Islandiella umbonata*), занимает верхнюю половину ССК и содержит *Ammodicus macilentus* Chapman; *Haplophragmoides spadix* V. Kuznetz.; *H.indentatus* Volosh.; *Budashevaella laevigata* (Volosh.); *B.semiinvoluta* (Volosh.); *Cyclammina praecancellata* Volosh.; *Cribrostomoides sachalinensis* Volosh.; *Asanospira carinata* (Cush.et Renz); *Plectina nipponica* Asano; *Cribrorhynchium subglobosum* (Volosh.); *Buccella subconica* Budash; *B. citronea* Leonenko, *Porosorotalia clarki* (Volosh.); *Islandiella umbonata* (Volosh.); *I. ex.gr. limbata* (Cush. et Hughes).

В пределах Лунского месторождения мощность окобыкайского ССК изменяется от 800 м на северо-западе до 450-500 м на юге-востоке. Сходный состав и мощность (до 800 м) имеет окобыкайский ССК и в сводовой части Венинского месторождения. На северной периклинали Венинской структуры кровельная часть свиты насыщается параллельными среднеамплитудными длительно коррелируемыми рефлекторами. Судя по разрезу скважины 1 Северо-Венинского месторождения, эта пачка мощностью до 150 м представлена опоковидными глинами и аргиллитами с примесью песчано-алевритовых фракций. Остальная часть комплекса сложена оскольчатými кремнистыми аргиллитами и алевролитами темно-серыми. Общая мощность окобыкайского комплекса на далекой северной периклинали (скважина 1 Северо-Венинская) составляет 800 м (интервал 1918-2672 м).

Наименьшую мощность (300-350 м) окобыкайский ССК имеет на юге Северо-Сахалинского бассейна. На Кириновском месторождении его мощность составляет около 500 м. Здесь он представлен алевролитами и аргиллитами, в нижней части с прослоями песчаников.

Миоцен-плиоцен. Отложения миоцена-плиоцена представлены на островной суше и в пределах акватории.

Н у т о в с к а я с в и т а (N_{1-2nt}) выделена на Сахалине Д.В. Соколовым в 1925 г., широко распространена в Охинско-Дагинской и Тымь-Поронайской

подзонах, представлена континентальными и прибрежно-морскими отложениями – песчаниками, в т. ч. глинистыми, алевролитами песчанистыми, песками, глинами, аргиллитами, конгломератами, лигнитами, бурыми углями (мощность до 1500 м). Разделена на три части. Нижняя (400-1100 м) сложена преимущественно хорошо отсортированными песками и песчаниками с прослоями алевропелитовых пород. Лежит на окобыкайской свите согласно, на других отложениях – трансгрессивно с базальными конгломератами в основании. Содержит остатки миоценовых моллюсков *Ioldia nabiliana*, *Y. Ocotensis* и др. Средняя (1000-1200 м) представлена переслаиванием песчаников, песков, алевролитов, глин с прослоями лигнитов и бурых углей. Лежит на окобыкайской свите согласно или с размывом, имея в подошве пачку песчаников. Содержит остатки *Pecten (Fortipecten) takahashii* Yok. Верхняя часть свиты (1000 м) сложена разнотернистыми, часто плохо отсортированными песками и рыхлыми песчаниками с редкими прослоями гравелитов, алевроитов и глин, на средней части свиты лежит согласно. Содержит моллюски плиоценового помырского комплекса. Суммарная мощность свиты 1500 м.

Ма р у я м с к а я с в и т а ($N_{1-2} mr$) выделена на Сахалине Е.М. Смеховым в 1948 г. Развита в Углегорско-Холмской и Макаровской (в большей степени) подзонах, южнее площади развития нутовской свиты. Свита сложена песками, песчаниками, алевролитами, песками с гравием, рыхлыми глинами, бурыми углями, лигнитами. В районах с полным разрезом свита делится на три части. Нижняя (575 м) залегает согласно на курасийской свите и представлена ритмичным чередованием песчаных и глинистых алевролитов и алевроитовых глин. Средняя (325 м) – алевролиты с прослоями мелкозернистых песков с галькой. Верхняя часть (900-1100 м) залегает на подстилающих образованиях несогласно. У г. Поронайск в нижней части подсвиты имеется пачка конгломератов в основании и сложена в основном алевролитами; в средней части преобладают разнотернистые пески с примесью глинистого материала и гальки, здесь же найдены остатки *Pecten (Portipecten) takahashii* Yok; верхняя часть представлена песчано-глинисто-алевроитовыми отложениями с прослоями галечников, лигнитов и торфа. Мощность свиты 650-1770 м.

По остаткам моллюсков и фораминифер нижняя часть свиты относится к позднему миоцену, верхняя же по зональной форме *Pecten takahashii* имеет плиоценовый возраст [384].

Н е р а с ч л е н е н н ы е о т л о ж е н и я в е р х н е г о м и о ц е н а ($^S N_1^3$) западной части Татарского пролива, примыкающей к материку, выделены на сейсмических разрезах в виде слоистой толщи, которая трансгрессивно с подошвенным налеганием слоев перекрывает акустический фундамент (вулканы сизиманской и кизинских свит). Верхняя граница толщи также несогласная и связана с трансгрессивным перекрытием покровными отложениями верхнемаруямско-дерюгинской ССК. Вероятно, рассматриваемые отложения представлены, в основном, рыхлыми песчаниками и песками. В районе выхода толщи на поверхность ее мощность не превышает нескольких десятков метров, возрастая на восток к центральной части Татарского пролива до 500-700 м. Здесь она сопоставляется с верхами нежнемаруямского ССК Западно-Сахалинской СФЗ.

Орловский комплекс вулканический ($N_2 or$) распространен в Углегорско-Холмской подзоне Южно-Сахалинской СФЗ, в районе мыса Ламанон и представлен покровными фациями и субвулканическими образованиями.

Орловская свита ($N_2 or$) выделена на Сахалине В.Н. Шиловым в 1957 г. Базальты, которыми сложена свита, слагают плато площадью около 220 км². Общая мощность лавовых потоков, как наземных, так и подводных, достигает 300 м. Среди базальтовых и андезибазальтовых потоков фиксируется несколько субвулканических тел, сложенных андезитами и андезидациитами. В составе свиты присутствуют, кроме перечисленных пород, лавобрекчии андезибазальтов, туфы, туфопесчаники. Базальты орловской свиты перекрывают маруямскую свиту, чем и определяется их плиоценовый возраст. К-Аг методом породы датируются возрастным интервалом 5-4 млн. лет, соответствующим раннему плиоцену [384].

Субвулканические образования распространены локально в Углегорско-Холмской подзоне в Ламанонском горном узле, между широтами мыса Изьльметьева и р. Ичара и представлены штоками дацитов ($\zeta N_2 or$), дайками андезибазальтов ($\alpha \beta N_2 or$), базальтов ($\beta N_2 or$).

Субвулканические тела имеют простое строение, однофазные. Дайки базальтов и андезибазальтов обычно имеют мощность 1-5 м, иногда до 80-100 м (р. Тихая). Протяжённость их, как правило, не превышает 1-1,5 км. Штоки дацитов слагают разобщённые островерхие горы Ламанонского горного узла. В.Г. Гальверсен впервые предположил, что большинство таких гор – лакколлиты, хотя и встречаются экструзивные купола. К сожалению, непосредственные контакты описываемых образований с вмещающими породами повсеместно закрыты мощными коллювиальными осыпями глыб и обломков. Поэтому вопрос о форме залегания этих пород остаётся дискуссионным.

Лакколлиты и экструзивные купола тяготеют к зонам субмеридиональных и широтных разломов. Породы комплекса прорывают нижнюю часть плиоценовой орловской свиты и не встречаются в её верхних частях.

Дациты светло-серые, розоватые и бурые породы с однородной текстурой и полно-кристаллической структурой. Основная масса состоит из мелких зёрен плагиоклазов (40-50% объёма породы), кварца (10-20%), моноклинных (3-5%) и ромбических пироксенов (5-10%), калиевых полевых шпатов (до 10%), рудных минералов (2-5%) и вулканического стекла. Акцессорные – магнетит, гематит, апатит и сфен. Вторичные минералы представлены цеолитом и хлоритом.

Базальты – тёмно-серые (до чёрных) плотные массивные породы с мелкопорфировыми выделениями плагиоклазов, реже – моноклинных пироксенов и оливина. Текстура их чаще всего однородная, нередко миндалекаменная, иногда полосчатая. Миндалины (до 2-3 см в диаметре) выполнены карбонатами, реже халцедоном, опалом или цеолитами. Структуры сериально-порфировая, мелко- и среднепорфировая. Основная масса имеет интерсервальную структуру и состоит из плагиоклазов (№ 56-62) – 50-60% и вулканического стекла (до 25%, чаще всего – 5-10%) и рудных минералов (3-5%). Клинопироксены представлены авгитом; вкрапленники – плагиоклазами (№ 60-79) и магнезиально-железистым оливином. Акцессорные – магнетит, гема-

тит, хромит, пирит и апатит. Вторичные (5-15%) представлены хлоритом, боулингитом, иддингситом, серпентином, опалом, халцедоном и кальцитом.

Андезиты – серые плотные массивные породы с порфиоровыми выделениями плагиоклазов, реже роговой обманки, они обладают полипорфировой структурой (количество порфиоровых выделений до 40-50% объёма пород). Вкрапленники представлены плагиоклазами – от битовнита до андезина (20-30%), авгитом (5-10%), бронзитом (до 5%) и базальтической роговой обманкой (до 5%), редко биотитом и кварцем. Из аксессуарных минералов встречается апатит, магнетит и гематит. Крупные фенокристалы (до 3-4 см) расположены на фоне мелкопорфировой основной массы с гиалопилитовой микроструктурой. Вулканическое стекло бурое, обычно не изменённое, изредка слабо хлоритизированное.

Эндоконтактовые изменения субвулканических пород выражены слабо. Базальты и андезиты вдоль контактов с вмещающими осадочными и пирокластическими образованиями обогащаются вулканическим стеклом и приобретают гиалопилитовую структуру и миндалекаменную текстуру. Ширина зон эндоконтактовых изменений составляет, как правило, 0,2-0,5 м, редко – 1-2 м.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород заключаются в образовании экзоконтактовых зон (0,2-0,5 м, редко до 4-5 м) окремнения и окварцевания, карбонатизации и лимонитизации.

Вариации химического состава пород комплекса: количество железа от базальтов к дацитам постепенно уменьшается, а относительная роль щелочей, наоборот, в такой же мере увеличивается; для стекловатых пород характерно повышенное количество СаО и пониженные содержания TiO_2 , MnO и щелочей (особенно K_2O); более основные породы обладают повышенной железистостью и менее богаты известью, чем более кислые разновидности. В целом, субвулканические образования являются представителями известковощелочной серии.

Наиболее достоверный возраст пород этой группы – поздний плиоцен, что подтверждается данными, полученными при определении радиологического возраста дацитов калий-аргоновым методом – не моложе 4 млн. лет [144].

Маруямский ССК ($^8N_{1-2}mr$) выделен на акватории в Южно-Сахалинской СФЗ, где пользуется широким распространением. Вместе с вышележащими отложениями этот комплекс образует параллельно-слоистую толщу с длительно коррелируемыми отражениями. В её подошве выделяется опорное отражение Ап, а внутреннее строение определяется картированием еще пяти рефлекторов [318]. Наиболее яркие из них (горизонты Ап, А₂ и А₄) разделяют «слоистый комплекс» на три части, сопоставляемые с нижней, средней и верхней подсвитами маруямской свиты Макаровского опорного разреза. Отложения, ограниченные горизонтами Ап-А₂, отнесены к маруямскому ССК, а вышележащие образования – к помырско-дерюгинскому ССК. Граница между ними выражена отчетливыми стратиграфическими и угловыми несогласиями.

На временных разрезах акватории для маруямского ССК характерна отчетливая плоско-параллельная слоистость с длительной корреляцией отражающих горизонтов. Яркость отражающих горизонтов несколько ухудшается

с запада на восток, на участках разрывных нарушений и возможной дегазации недр. На некоторых участках наблюдается микроскладчатость, которая связана, скорее всего, с подводными оползновыми явлениями. На западе акватории маруямский ССК залегают на подстилающих породах практически согласно, на востоке – резко несогласно на различных горизонтах кайнозойских отложений, а в сводах поднятий и на породах фундамента.

Маруямский ССК, сопоставляемый с нижнемаруямской подсветой, хорошо изучен в береговых разрезах залива Терпения. В целом – это неравномерное переслаивание алеврито-песчаных пород с преобладанием рыхлых песчаников с рассеянным гравием, галькой и с прослоями диатомитов и тонких слоев витрокластических туфов. По всему разрезу наблюдаются скопления раковин моллюсков (*Conchocella alta*, *Serripes japonica*, *Yoldia makarovi*, *Cryptomya sachalinensis*, *Mya japonica*, *Celica marujamensis*, *Spisula voyi*, *Neptunea despecta* и др.). Мощность нижнемаруямской подсветы в Макаровском опорном разрезе 1000 – 1200 м.

Маруямский ССК вскрыт всеми пробуренными морскими скважинами: Пугачевской-1 (100-750 м), Лебяжинской-1 (900–1372 м), Вахрушевской-1 (800–1350 м). Здесь он представлен переслаиванием глин, алевритов и рыхлых песчаников с *Haplophragmoides impressus Volosh.*, *H. spadix. Budash.*, *Ammidiscus tenuis Volosh.*, *Budashevaella semiinvoluta (Volosh.)*, *Cyclamina praecancellata Volosh.*, *Islandiella californica (Cush.et Huzez.)*, *Uvigerina modeloensis* и др. Выше (850-1220 м) выделены слои с *Islandiella laticamerata (Volosh.)*, *I. aff. umbonata (Volosh.)*.

В нижней части комплекса встречен комплекс диатомей, содержащих *Denticulopsis hustedtii (Simonsen et Kanaya) Simonsen* и *Denticulopsis dimorpha (Schrader) Simonsen*, в верхней – *Neodenticula kamtschatic (Zabelina) Akiba et Yanagisawa*, *Pyxidicula zabelinae (Jouse) Makar. et Moiss. s.l.*, *Pyxidicula zabelinae (Jouse) Makar. et Moiss.*

Мощность отложений рассматриваемого комплекса характеризуется мозаичным распределением. В среднем по площади она не превышает 400 – 600 м, а максимального значения (до 2000 м) достигает в Макаровском прогибе.

Нутовский ССК ($^S N_{1,2nt}$) имеет повсеместное распространение в акватории Северо-Сахалинской СФЗ и на сейсмических разрезах представлен выдержанной по мощности (до 1000 м) параллельно-слоистой толщей. На севере Пограничного бассейна – это низко-среднеамплитудные непротяженные отражения, сменяющиеся вверх по разрезу длительно коррелируемыми средне-высокоамплитудными рефлекторами. Верхняя граница комплекса (ОГ 2) на поднятиях отчетлива, подстилающие слои соотносятся с ней по типу слабо выраженного кровельного прилегания. В Северо-Сахалинском бассейне отражающим горизонтом 4 комплекс разделяется на нижне- и верхненутовский подкомплексы.

Отложения нижненутовского ССПК вскрыты в Северо-Венинских, Лунских, в Кириной-1 и Южно-Айяшской-1 скважинах. Мощность их составляет 420-1300м. На Лунском месторождении нижненутовские отложения мощностью от 530 до 680 м сложены алевритами серыми крупнозернистыми и песчаниками алевритистыми, с прослоями глин темно-серых пластичных и уплотненных. В районе Северо-Венинской структуры они представлены не-

равномерным переслаиванием песков, песчаников, глин и алевролитов с преобладанием глин и алевролитов. В районе Южно-Айяшской структуры ССПК характеризуется переслаиванием глин и алевролитов с глинами песчанистыми, редкими пачками алевролитов с прослоями глинистых песчаников. В отложениях этого ССПК практически во всех скважинах выявлены многочисленные остатки диатомей подзоны «а» зоны *Neodenticula kamtschatica*: *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa; *Pyxidicula zabelinae* (Jouse) Makar. et Moiss.; *Porosira punctata* (Jousé) Makarova, *Pyxidicula zabelinae* (Jouse) Makar. et Moiss. s.l; *Cosmiodiscus insignis* Jousé; *Coniothecium tenue* Bubák; *Thalassiosira marujamica* Sheshukova-Poretzkaya; *Thalassiosira orientalis* Sheshukova-Poretzkaya; *Dictyocha fibula* Ehrenberg, *Thalassiosira gravida* Cleve, *Thalassiosira antiqua* (Grun.) A. Cl., *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl., *Thalassiosira jouseae* Akiba, *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Proboscia barboi* (Brun) Jordan et Priddle, *Pyxidicula turris* (Grev. et Arn.) Strelh. et Nikol., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Rhizosolenia styliformis* Bright. и бентонных фораминифер: *Islandiella laticamerata* (Volosh.), *Haplophragmoides impressus* Volosh.; *Cribrorhaphidium paromaense* Grigor; *Euuvigerina auberiana* (Orb.); *Cyclammina pacifica* Beck; *Ammomarginulina rugosa* Volosh.; *Buccella citronea* Leon., *Pseudoparrella naraensis* Kuwano; *Porosotalia crassisepta* Volosh.; *Cribrorhaphidium subglobosum* (Volosh.); *C.vulgare* (Volosh.); *Saidovella katangliensis* (Volosh. et Borovl.); *Trifarina kokozuraensis* (Asano); *Islandiella islandica* (Nörvang); *I.excavata* (Volosh.).

Верхненутовский ССПК мощностью от 300 м до 720 м представлен толщей глин, часто диатомовых глин и диатомитов с подчиненными пачками алевролитов, глин песчанистых. Диатомиты светло-серые, диатомовые глины серые с прослоями разнозернистых алевролитов и алевролитистых песчаников с многочисленными остатками диатомей подзон «b», «с» и реже «а» зоны *Denticulopsis kamtschatica*: *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa; *Pyxidicula zabelinae* (Jouse) Makar. et Moiss.; *Cosmiodiscus insignis* Jousé; *Melosira albicans* Sheshukova-Poretzkaya; *Thalassiosira gravida* f. *fossilis* Jouse; *Thalassiosira gravida* Cleve, *Thalassiosira antiqua* (Grun.) A. Cl., *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl., *Thalassiosira jouseae* Akiba, *Thalassiosira orientalis* Sheshukova-Poretzkaya; *Thalassiosira oestrupii* (Ost.) Proshk. – Lavrenko, *Thalassiosira tertiaria* Sheshuk., *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Thalassiothrix longissima* Cl. et Grun., *Proboscia barboi* (Brun) Jordan et Priddle, *Rhizosolenia styliformis* Bright., *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve. и остатками фораминифер *Islandiella laticamerata* (Volosh.); *Buccella frigida* (Cushm.); *B. citronea* Leon.; *Retroelphidium hughesi* (Cushman et Grant), *Dentalina communis* Orb.; *Pseudoparrella naraensis* Kuwano; *Epistominella pacifica* (Cushman); *Cibicides refulgens* (Montfort.); *C. lobatulus* (Walker et Jakob); *Cribrorhaphidium goesi* (Stschedr.); *Islandiella excavata* (Volosh.); *Trifarina hughesi* (Gall. et Wissl.).

Общая мощность нутовского ССК в пределах СФЗ колеблется от 830 до 2000 м, постепенно возрастая к северу-северо-востоку. В районе Северо-Венинского месторождения мощность ССК оценивается около 2 км.

Неоген – квартал

Неоген-четвертичные образования выделены только в пределах материковой суши и акватории.

Плиоцен–ранний неоплейстоцен. Плиоцен–ранненеоплейстоценовые образования, как и миоценовые, выделены в составе Восточно-Азиатского рифтогенного пояса и представлены осадочными образованиями Удыль-Орельской группы впадин и покровами платобальтов. К ним отнесены черныяровская толща и совгаванский вулканический комплекс.

Черныяровская толща (N₂-Q₁С₁а) ранее (до 2016 г.) выделялась как кантагская, но в соответствии с утвержденным дополнением в ДВСЛ по листу N-54 последняя была выведена из разреза Удыль-Кизинской впадины и заменена на черныяровскую (протокол № ,2016 от). Толща распространена в пределах Удыль-Кизинской впадины и вдоль зоны Лимурчанского разлома в виде узкой и протяженной (около 60 км) полосы. Она залегает на размытых поверхностях вулканогенных кизинской и больбинской свит, рыхлых отложениях удыльской серии и на более древних складчатых меловых и юрских образованиях. Толща практически везде перекрыта аллювиальными, аллювиально-озерными, озерными и делювиально-пролювиальными отложениями неоплейстоцена–голоцена. На дневную поверхность эти отложения выходят в естественных обнажениях в террасах у с. Ниж. Халбы, с. Новоильиновка, с. Сухановка, вскрыты в скважинах близ озер Оленье и Дали на глубине более 10 м, серией скважин в обрамлении оз. Кади у пос. Средняя Гавань и горными выработками в зоне Лимурчанского разлома. В пределах Удыль-Кизинской впадины черныяровская толща представлена в основном аллювиально-озерными вязкими серовато-зелеными, серыми, бурыми и коричневыми глинами, переслаивающимися с мелкозернистыми песками, супесями, суглинками, илистыми песками, илами с редкими линзами и прослоями гальки и гравия, и существенно супесчаной пойменной фацией р. Амур с переслаиванием разноцветных слоистых серых, желтых, охристых и охристо-красных песков с линзами илистого материала [226, 298, 323].

Наиболее полный разрез толщи перебурен у пос. Верхняя Гавань в интервале 56,4–128 м, где плиоцен-ранненеоплейстоценовые отложения представлены переслаиванием песков мелкозернистых, глин и алевролитов буровато- и голубовато-серых с растительными остатками. Мощность толщи здесь составляет 71,6 м [11]. У с. Новоильиновка в разрезе террасы эти отложения представлены плотными глинистыми алевролитами мощностью около 5 м внизу шоколадного, сверху серого цветов, которые представляют пойменную фацию аллювия р. Амур. В южном обрамлении оз.Кади по линиям скважин отложения существенно супесчаные мощностью от 4 до 56,5 м, а по вертикальному электророндированию мощность их составляет до 100 м [298].

Вдоль зоны Лимурчанского разлома в узкой и протяжённой (свыше 60 км) полосе толща сложена аллювиальными галечниками, валунниками, гравийниками, суглинками и глинами. Шурфами на левобережье р. Делькен вскрыт разрез галечно-валунных отложений мощностью 2,7 м с чётко обособленными прослоями глины. На правобережье р. Лимурчан в составе толщи среди галечников наблюдались 1,5–2,5-метровые пласты глин, а общая её мощность достигает 40 м. В составе обломочного материала валунно-галечных отложений присутствуют осадочные и магматические породы ближайшего окружения. Размеры галек и валунов варьируют, по разным слоям, от 5 см до 0,5 м,

окатанность их средняя или плохая. Заполнителем служит песчано-гравийный, реже глинистый материал.

Спорово-пыльцевые комплексы в скважинах у пос. Верхняя Гавань содержат большое количество пыльцы холодостойких (*Picea*, *Pinus*, *Abies Larix*, *Betula*), крайне незначительны *Moraceae*, *Vitaceae*. По заключению палинологов В. Ф. Морозовой, П. Н. Соколовой и Г. В. Карташевой, возраст пыльцы позднемиоценовый но они характерны также и для позднего плиоцено-раннего неоплейстоцена. В скважинах близ оз. Оленьи и Дали на глубине 10 м вскрыты глины с прослоями песка, суглинков и ископаемого торфа, содержащие характерные для верхнего плиоцена споры и пыльцу *Tsuga* и *Taxodium*. [11].

Палеомагнитные измерения в алевритах мощностью около 5 м на разрезе у с. Новоильиновка показали очень слабую намагниченность разнонаправленного характера, что по мнению Ахметьевой, характеризует переходную эпоху от плиоцена с отрицательной намагниченностью (Матуяма), к нижнему неоплейстоцену с положительной намагниченностью (эпоха Брюнес), когда магнитное поле несколько раз меняло свою полярность. Данные спорово-пыльцевого анализа также свидетельствуют о плиоцен–раннеплейстоценовом возрасте этих алевритов. В пробах, отобранных из прослоев глин в шурфах в верховьях р. Талакан (в зоне Лимурчанского разлома) обнаружен спорово-пыльцевой комплекс хвойно-ольхово-берёзового леса с присутствием умеренно-теплолюбивых лещины, ореха, дуба монгольского, ясеня, граба, а также представителей рода *Taxodiaceae*. Весь этот спектр, по мнению Н. Д. Литвиненко, характеризует период времени от плиоцена до раннего неоплейстоцена.

Совгаванский комплекс базальтовый представлен покровными фациями и субвулканическими образованиями.

Совгаванская свита (N_2-Q_{1sg}) образует структуру, известную под названием Совгаванское вулканическое плато, которое занимает площадь около 8000 км² и ограничивается с юга и запада реками Коппи и Иоли, с севера и северо-запада реками Бута и Тумнин, а с востока Татарским проливом. Абсолютные отметки подошвы плато изменяются от 700 м на западе до 1 м на востоке в нижнем течении р. Коппи, а близ поселка Иннокентьевский на побережье подошва базальтов находится ниже уровня моря. Относительно крупные покровы располагаются также в обрамлении плато с юга на реках Топты и Май, с запада по правобережью рек Коппи и Иоли и с севера образуют цепочку изолированных покровов вытягивающихся по дуге в северо-восточном направлении по водораздельным пространствам рек Акур и Тумнин.

Свита несогласно залегает на базальтоидах кизинской свиты и более древних образованиях. Она сложена в основном однообразными толеитовыми базальтами, лейкобазальтами, андезибазальтами и, в меньшем объеме, лавобрекчиями базальтов, а также супесями, суглинками, гравелитами, глинами и аргиллитами. Визуально, без петрографических и петрохимических исследований, различить разновидности базальтов не представляется возможным. Это серые до темно-серых свежего облика породы, как правило, мелкопористые или массивные, редко кавернозные, афировые или мелкопорфиновые. В

центральных частях покровов они лучше раскристаллизованы. Крупнопористые и пузыристые, обильнопористые до шлаковидных разновидности, часто красно-бурого и коричневого цвета, обычно залегают в верхней части покровов. Покровы сложены более чем 60-ю потоками мощностью 1–8 м. В подошве потоков базальты бывают черные, комковатые и брекчированные. В краевых частях покровов отмечаются лавобрекчии базальтов, а краевых частях отдельных потоков, как правило, образуется корочка закалывания из черного растресканного стекла толщиной до 5 см. Изредка потоки разделены маломощными корами выветривания, в которых разрушенное в дресву базальтовое стекло сцементировано уплотненной бледно-желтой глиной. Между потоками иногда залегают литифицированные гравелиты и аргиллиты, образующие непротяженные линзы. В основании местами залегают туфогенные песчаники, валунно-галечниковые и галечно-гравийные отложения, конгломераты, супеси со щебнем, суглинки, линзы гравелитов и аргиллитов мощностью до 95 м. Нередко в обрамлении покровов встречаются лахаровые брекчии базальтов, которые иногда образуют потоки мощностью до 5 м и протяженностью до 5 км, в долинах ручьев, а их небольшие покровы мощностью до 30 м местами залегают в виде линзовидных тел между лавовыми потоками. Подошвы покровов обычно полого (5–10°) наклонены в сторону долин крупных рек – Коппи, Иоли, Аджалами. Некоторые потоки достаточно круто (до 45°) спускаются к долинам этих рек и находятся гипсометрически ниже базальтоидов кизинской свиты. Покровы, завершающие разрез свиты, залегают субгоризонтально [292].

Как правило, верхнюю часть совгаванской свиты слагают преимущественно базальты и реже лейкобазальты, а андезибазальты преобладают в нижних частях разреза. Но ближе к центральной части плато в основании разреза залегают афировые базальты (60 м), выше сменяющиеся чередованием потоков лейкобазальтов и базальтов обильно пористых до ноздреватых (80 м), а завершается разрез потоками пористых и ноздреватых андезибазальтов с единичными потоками лейкобазальтов внутри (110 м).

Детальный разрез свиты изучен на южной окраине плато по левобережью р. Коппи, где на выветрелых субщелочных лейкогранитах верхнеудоминского комплекса залегают андезибазальты афировые (более 7 потоков мощностью 4–6 м), в нижней части с потоками базальтов и лейкобазальтов – 50 м; гравелиты слабо литифицированные, с гравийными обломками выветрелых пород кислого состава и кварца, размером до 7–8 мм – 10 м; андезибазальты, в верхней части с единичным потоком базальтов мощностью 6 м – 60 м; гравелиты, аналогичные нижележащему слою – 3 м; андезибазальты афировые – 12 м; андезибазальты мелкопорфировые – 75 м; базальты плотные – 4 м; аргиллиты алевритистые, светло-серые, слабо литифицированные – 3 м; базальты плотные – 50 м; андезибазальты плотные – 30 м; базальты плотные – 30 м. Общая мощность свиты на левобережье р. Коппи 330 м.

Подстилающие рыхлые отложения совгаванской свиты значительной мощности распространены в северо-западной и юго-западной окраинах Совгаванского плато. Они обнажаются в бассейне р. Уй, в эрозионных окнах по долинам рек Большая Хадя, Тутто, Большая Дюанка, у бухты Ситуан.

Общая мощность покровов совгаванской свиты достигает 600 м.

Базальты, составляющие основной объем свиты, представляют собой афировые, редко мелкопорфировые породы с микропойкилоофитовой, интерсертальной, толеитовой, иногда долеритовой структурами и состоят из лабрадора (50–65 %) образующего иногда порфировые вкрапленники, моноклинных пироксенов пижонита и авгита (20–30 %), коричневого полупрозрачного вулканического стекла (5–35 %), бесцветного оливина до 5%, который обычно включен в пироксены, и рудного (2–3 %). При снижении количества оливина (менее 2–3 %), появляется гиперстен (до 5 %). Вторичные изменения выражаются в частичном замещении оливина иддингситом, а стекла иногда хлоритом. По химическому составу базальты принадлежат к умеренно глиноземистым мезократовым породам нормального ряда натриевой серии. Содержание практически всех микроэлементов не превышает кларки, и лишь стронция содержится в 1,3 раза выше кларка. Лейкобазальты, в отличие от базальтов, существенно плагиоклазовые породы (до 70%) с более выраженной порфировой структурой и большим количеством стекла (до 60%). Оливин составляет не более 3% в мелких фенокристаллах. В лейкобазальтах содержится больше глинозема и меньше магния, чем в базальтах. Андезибазальты характеризуются несколько более кислым составом плагиоклаза, чем в лейкобазальтах, а пироксен представлен авгитом (10–20 %). Оливин (0–2 %) отсутствует или образует единичные мелкие фенокристаллы. Стеклом сложено 15–20 % объема породы. От базальтов и лейкобазальтов они отличаются только несколько повышенным количеством кремнезема и пониженным магния. Лавобрекчии базальтов практически идентичны лавобрекчиям кизинской свиты, в которых обломки базальтов сцементированы разложенным стеклом.

Субвулканические образования – *базальты, долериты, габбро-долериты, андезибазальты* (βN_2-Q_1sg) образуют вытянутые в плане и изометричные тела и дайки, в том числе не выходящие на поверхность (перекрываемые потоками завершающих излияний базальтов), но фиксирующиеся в магнитных полях. По данным наземной магниторазведки интрузии имеют субвертикальные контакты. Штокообразные тела хорошо выражаются геоморфологически в виде невысоких куполообразных вершин на плато. Для пород характерна плитчатая и глыбовая отдельность. Они отличаются от покровных образований лишь более массивной текстурой и явнокристаллической структурой, а химически – несколько повышенным содержанием калия и магния. Среди габбро-долеритов встречаются гиперстеновые разности с полным отсутствием оливина и присутствием мелких кристаллов калишпата и кварца, часто в микрографических сростках.

Отличительными особенностями вулканитов совгаванской свиты по сравнению с кизинскими являются: более однообразный состав лав, преобладание афировых разностей над порфировыми, значительно меньшая степень вторичных автомагматических изменений, отсутствие заполнения пор, низкое содержание (до полного исчезновения) оливина, отсутствие палагонита и шабазита, принадлежность пород к собственно толеитовым умеренноглиноземистым породам нормального ряда натриевой серии, более высокое содержание кремнезема и глинозема при меньших содержаниях магния и калия, низкие (меньше кларковых) содержания практически всех микроэлементов. Для

изолированных покровов характерна низкая (отрицательная) интенсивность магнитного поля на картах изолиний ΔT . Породы имеют более низкую плотность и магнитную восприимчивость и в то же время втрое большую остаточную намагниченность, чем базальты кизинской свиты, а также и меньшую естественную радиоактивность (4–5 мкр/ч против 6–8 мкр/ч.).

Нижняя возрастная граница совгаванской свиты первоначально определялась миоцен–плиоценовой на основании определения остатков флоры и споро-пыльцевых комплексов из туфогенно-осадочных отложений, вскрытых в скважине у станции Окоча (г. Советская Гавань). В то же время, в скважине возле г. Советская гавань в слое глинисто-кремнистых отложений мощностью 6,2 м под 60-и метровым покровом базальтов и залегающим на базальтах были обнаружены остатки семян, спор, пыльцы, диатомовые водоросли и спикулы губок, определение которых дало позднеплиоценовый возраст [329]. Плиоценовый возраст, по мнению В. Ф. Морозовой имеет споро-пыльцевой спектр из разреза рыхлого туфогенно-осадочного материала по левобережью р. Коппи под базальтами совгаванской свиты. При крупномасштабном геологическом картировании [292] на западной и южной окраине плато в суглинках, подстилающих базальтоиды на правобережье р. Бяполи, были выявлены споро-пыльцевые спектры, характеризующие по мнению Н. Д. Литвиненко, ранненеоплейстоценовый возраст отложений. К-Аг изотопные датировки пород, полученные в лаборатории университета г. Киото, составили в подошве покровов 18,3; 15,6; 12,8; 11,6 млн лет, а в верхних частях разреза – 10,3; 9,5; 9,2; 9,1 млн лет, что свидетельствует о более молодом возрасте свиты относительно кизинской свиты. Существенные вариации приведенных датировок подтверждают длительность и последовательность формирования свиты. Об этом свидетельствует также наличие кор выветривания между отдельными покровами. По палинологическим данным, возраст свиты принят плиоцен–ранненеоплейстоценовым.

Отложения неоген-квартера распространены практически на всей акватории листа, за исключением прибрежного мелководья, где на морском дне обнажаются породы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (материковое мелководье Татарского пролива) и отложения мезозоя и кайнозоя (островное мелководье Татарского пролива, залива Терпения и Охотоморского шельфа).

Мощность отложений неоген-квартера в пределах акватории варьирует от 0 до 2200 метров. Максимальные мощности приурочены к депоцентрам кайнозойского осадконакопления [Кайнозой Сахалина ..., 2002; Геология, геодинамика ..., 2004] и отмечаются в Тернейском прогибе Татарского пролива (Западно-Сахалинская СФЗ), достигая здесь 2200 м, и на северо-востоке Охотоморского шельфа (Северо-Сахалинская СФЗ), где мощность отложений составляет 2000 м.

Верхнемаруямско-дерюгинский ССК ($^5N_2-Q_{Emr_2-dr}$) Западно-Сахалинской СФЗ широко развит и наибольшее распространение имеет западнее фронта сахалинских складок, где плиоценовые и вышележащие осадки выполняют Татарский краевой прогиб. Он резко ассиметричен, восточный борт (10-15°) значительно круче западного (2-3°). Депоцентр плиоценового

прогиба с мощностью рассматриваемых отложений до 1,5-2 км «прижат» к восточному (присахалинскому) борту и расположен в 20-30 км восточнее срединной части Татарского пролива. Наклону дна моря соответствуют лишь самые верхние слои комплекса. В верхнемаруямско-дерюгинских отложениях выделяются три части. Они имеют примерно одинаковые мощности и отличаются по рисунку сейсмической записи. Нижняя часть характеризуется пологим (не более 2°) седиментационным наклоном (подошвенное прилегание) слоев в южном направлении. На севере наклон круче, чем на юге. Это, скорее всего, шельфовое мелководье, а на севере, возможно, и дельтовые осадки. Средняя часть комплекса, сложенная отчетливо цикличной проградационной толщей, характеризует, вероятно, последовательное южное продвижение дельты крупной речной системы, занимавшей все пространство Татарского прогиба. Верхняя часть комплекса, представленная в основном субпараллельными отражениями, сложена, вероятно, преимущественно морскими четвертичными отложениями.

Верхнемаруямско-дерюгинский ССК вскрыт на Изыльметьевской (915 м), Красногорской (400 м), и Надеждинской (1000 м) площадях. На Красногорской площади разрез глубокой скважины наращивается разрезами мелких инженерно-геологических скважин общей мощностью 500 м, представленных рыхлыми песчаниками и песками, которые обнажаются на дне моря на восточном крыле антиклинали. Общая мощность этих образований в пределах антиклинали составляет около 900 м. На восточном борту и в смежной синклинали, по данным сейсмоакустики, разрез, вскрытый Красногорской скважиной, несогласно наращивается рыхлыми (дерюгинскими) отложениями мощностью до 500 м. Верхнемаруямско-дерюгинский ССК представлен переслаиванием рыхлых песчаников, песков, гравелитов с прослоями глин, содержащих раковины моллюсков, фораминифер и остатки диатомовой флоры. Среди диатомей доминируют виды *Neodenticula koizumii* Akiba et Yanagisawa, *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa; субдоминанты *Thalassiosira tertiaria* Sheshuk, и *Th. limitema* Dolv., *Th. nidulus* (Temp. et Brun) Jouse, *Th. nordenskioldii* Ck., *Th. decipiens* (Grun.) Jord, *Thalassionema nitzschioides* Grunow и др. Подобный комплекс соответствует зоне *Neodenticula kamtschatica* – *Neodenticula koizumii* и отвечает уровню среднего плиоцена.

В комплексе фораминифер по-прежнему в большом количестве встречается *Retroelphidium clavatum* (Cushm.), наряду с видами родов – *Criboelphidium*, *Buccella*, *Nonionella*, *Pullenia*, *Islandiella*. Примечательно появление плиоцен-плейстоценовых видов: *Criboelphidium orbiculare* (Brady), *Islandiella kasiwazakiensis* (Husez. et Maruch.), *I. norcrossi* (Cushm.), *I. californica* (Cushm. et Hughes). Сходные сообщества фораминифер отмечены в отложениях помырского горизонта Сахалина.

Мощность верхнемаруямско-дерюгинского ССК варьирует от 0 до 2200 м

Помырско-дерюгинский ССК (3N_2 -Q_E pm-dr) развит в пределах акватории в Южно-Сахалинской и Северо-Сахалинской СФЗ и представлен морскими образованиями мощностью до 2000 м.

Помырско-дерюгинский ССК выделен в Южно-Сахалинской СФЗ, где в подошве ограничен отражающим горизонтом А₂. Его нижняя часть соответствует средне – и верхнемаруямской подсветам Макаровского опорного раз-

реза [72]; верхняя же часть, представленная морскими (флювиальными и ундальювиальными) отложениями, аналогов на суше не имеет. Среднемаруямская подсвета в береговом разрезе мощностью до 500 м залегает, вероятно, с размывом на подстилающих породах. Она сложена преимущественно песчаниками и песками с пластами и линзами конгломератов и обильными моллюсками с *Fortipecten takashii* (*Yokoyama*), *Anadara* (*Anadara*), *trilineata* (*Cordar*) *Spisula clensata* и др. Верхнемаруямская подсвета видимой мощностью 150 м отличается более грубым составом с пластами и линзами лигнитов (до 1 м). На акватории рассматриваемые отложения (скважина Лебяжьинская-1, интервал 100–825 м, скважина Вахрушевская-1, интервал 100–800 м) представлена, в основном диатомовыми алевролитами и песчаниками с *Retroelphidium clavatum*, *Elphidiella oregonensis*, *Cribrroelphidium orbiculare*. Обильные остатки диатомей, относящихся к зонам *Neodenticula kamtshatica*, *N. kamtsmatica* – *N. koizumii* и *N. koizumii*.

Помырко-дерюгинский ССК характеризуется протяженными, хорошо коррелируемыми отражающими горизонтами. В пределах акватории он распространён повсеместно, трансгрессивно налегая на различные слои подстилающих пород вплоть до фундамента. Яркими рефлекторами, имеющими на склонах поднятий трансгрессивный характер, ССК расчленяется на ряд пачек. Мощность комплекса изменяется от 200–300 м в пределах крупных поднятий до 1500–2000 м в прогибах.

На севере акватории верхняя часть помырко-дерюгинских отложений мощностью до 200–500 м в виде горизонтального чехла резко несогласно перекрывает (срезает) различные горизонты нижележащих, в разной степени деформированных образований.

Распределение мощностей помырко-дерюгинского ССК достаточно отчетливо подчеркивает главные структурные элементы рассматриваемого региона.

Общая мощность кайнозойских отложений, в пределах рассматриваемой акватории, колеблется от 200–300 м в пределах крупных поднятий, протягивающихся субпараллельно через центральную часть залива Терпения, до 6 км в Макаровском прогибе, занимающим западную часть рассматриваемого региона.

В Северо-Сахалинской СФЗ помырко-дерюгинский ССК снизу ограничен ОГ 2 и объединяет верхнюю часть осадочного чехла Северо-Сахалинского бассейна. На суше северной части Северного Сахалина основание комплекса связано с отчетливым несогласием и эрозионным срезом, сопровождаемым базальными конгломератами с галькой и обломками подстилающих пород, в южных районах на сейсмических разрезах это несогласие выражено подошвенным налеганием, частично слабым эрозионным срезом или кровельным прилеганием. Характерной чертой комплекса является существование пачек и толщ бокового наращивания, связанного уже со становлением Сахалинского орогена и проградации на восток бровки шельфа.

Отложения комплекса изучены скважинами Киринская-1 (до глубины 1420 м) и Лунская-1 (до глубины 330 м), Южно-Айяшская-1 (до глубины 1483 м).

Эти отложения содержат многочисленные остатки диатомовых водорослей, относящихся к нескольким зонам диатомовой шкалы Северной Пацифики. Нижние секции ССК (скважины: Киринская-1 интервал 1180-980 м, Лунская-1 интервал 330-310 м) характеризуются диатомеями подзоны «b» зоны *Neodenticula kamtschatica*. В вышележащих отложениях (скважины: Киринская-1, интервал 980-350 м, Лунская-1, интервал 310-150 м, Южно-Айяшская-1, интервал 1483-880 м) отмечаются диатомеи зоны *Neodenticula kamtschatica* – *Neodenticula koizumii*, еще выше (скважины: Киринская-1 интервал 350-180 м, Южно-Айяшская-1 интервал 1880-440 м) отложения характеризуются наличием диатомей зоны *Neodenticula koizumii*. В самых верхних частях разреза ССК (Южно-Айяшская-1, интервал 440-400 м) отмечены диатомеи зоны *Actinocyclus oculatus*. Кроме того в отложениях ССК отмечаются два комплекса бентосных фораминифер. Нижние части разреза (скважины: Киринская-1 интервал 820-510 м, Южно-Айяшская-1 интервал 1360-440 м) содержат комплекс фораминифер: *Retroelphidium clavatum* (Cushman), *Retroelphidium hughesi* (Cushman et Grant), *Buccella pulchella* Budash., *Islandiella teretis* (Tappan), *Nonionella japonica* Asano, *Buccella frigida* (Cushman.), *Buccella niigataensis* Husezima et Maruhasu, *Globigerina ridenda* Volosh. Верхние секции этого ССК (скважины: Киринская-1, интервал 510-180 м, Лунская-1, интервал 310-130 м, Южно-Айяшская-1, интервал 440-180 м.) содержат комплекс фораминифер: *Islandiella teretis* (Tappan), *Retroelphidium clavatum* (Cushman), *Retroelphidium hughesi* (Cushman et Grant), *Islandiella kasiwazakiensis* (Husezima et Maruhasu), *Elphidiella recens* (Stschedrina), *Criboelphidium subarcticum* (Cushman.).

Помырко-дерюгинский ССК отражающим горизонтом 1 разделяется на помырский и дерюгинский подкомплексы. Дерюгинский ССПК залегает несогласно на помырском ССПК, а в краевых частях бассейна - и на более древних ССК. Отсутствие нефтепоисковых признаков в этом ССК не побуждает геологов к его планомерному картированию, поэтому до сих пор существуют вопросы его увязки. Общая мощность помырско-дерюгинского ССК в пределах листа изменяется от 0 (в прибрежной зоне) до 1,8 км (в Пограничном ОБ) и до 2-2,5 км (в Пильтун-Чайвинском и Венинском прогибах Северо-Сахалинского ОБ, расположенных в самой северной части рассматриваемой акватории).

Общая мощность кайнозойского чехла в пределах листа М-54 колеблется от 0 в районе выхода фундамента на дно моря до 8-10 км в крупных прогибах (Пограничном, Лунском, Венинском, Пильтун-Чайвинском).

Квартер

Четвертичные отложения различного генезиса широко распространены на территории листа, что обусловлено разнообразием форм рельефа.

Преобладающим генетическим типом в пределах материковой суши являются гравитационные отложения, среди которых различаются коллювиальные, делювиальные, солифлюкционные и комплексные: коллювиально-делювиальные, коллювиально-солифлюкционные, делювиально-солифлюкционные, элювиально-делювиальные. Значительные площади в се-

веро-западной части листа занимают аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, выполняющие Удыль-Кизинскую межгорную впадину. По берегам крупных озер локально встречаются озерные отложения. Морские отложения развиты незначительно и слагают небольшие участки морских террас в бухтах и в приустьевых частях впадающих в море рек, так как практически все морское побережье имеет обрывистые береговые уступы. Ледниковые отложения также развиты локально и ограничиваются вершинами горного массива Тардоки-Яни. Эоловые лёссовые отложения выделены в амурской пойме на крупных песчаных островах. Болотные торфяники занимают равнины древних амурских надпойменных террас среди озерно-аллювиальных отложений с многочисленными мелкими озерами и в современной пойме широких долин рек. Элювий развит в основном на поверхности Совгаванского вулканического плато, на реликтах вулканогенных покровов в горной части территории и спорадически на уплощенных водоразделах. Здесь же, на Совгаванском вулканическом плато, залегает ванинская толща четвертичных базальтоидов, выделенная из состава миоцен-плейстоценовой совгаванской свиты.

Наличие разнообразных форм рельефа в пределах островной суши на площади листа предопределило пестроту четвертичных образований, покрывающих почти сплошным чехлом горные склоны и предгорья Восточно-Сахалинских и Западно-Сахалинских гор, южную часть возвышенной Северо-Сахалинской равнины, прибрежные равнины и, выполняющих Тымь-Поронайскую межгорную впадину. В горных районах и предгорьях четвертичные образования представлены в основном гравитационными осадками, среди которых преобладают делювиальные, коллювиальные, делювиально-коллювиальные, элювиально-делювиальные. Межгорная впадина и прибрежные равнинные территории выполнены преимущественно аллювиальными, аллювиально-делювиальными, аллювиально-морскими, морскими, озерными, палюстринными отложениями.

Стратиграфия четвертичных образований Сахалина изучена слабо. Первые представления о четвертичных отложениях Сахалина были получены в 1915 г. Н.Н. Тихоновичем и П.И. Полевым, которые подразделили четвертичные отложения на постплиоценовые и современные. Более детальная стратиграфическая схема, основанная на отнесении четвертичных отложений к различным комплексам террас, была предложена в 1934 году Г.И. Чернышевым, который выделял: а) отложения древней постплиоценовой морской трансгрессии, б) отложения постплиоценовых морских террас, в) отложения морских террас постледниковой морской трансгрессии и д) современные морские отложения. Систематическое изучение четвертичных отложений Сахалина началось в связи с проведением специальных тематических и геологосъемочных работ в 1958 году. Исследования осуществлялись силами ВСЕГЕИ (Г. С. Ганешин, В. М. Рыжкова, В. В. Соловьев), экспедиции 2-го Главного гидрогеологического управления (С.М. Александров, С. В. Белецкая, Г. С. Ведерников, В. П. Мытарев, А. А. Трепалина и др.) Сахалинского геологического управления (В. Г. Беспалый, Ю. М. Ковтунович, В. П. Клюев, Г. В. Полуниин, В. О. Савицкий и др.).

Для изучения геологического строения Поронайской депрессии были проведены специализированные работы с бурением скважин (буюклинский профиль) [37 ф].

В. Т. Беспалый [243] провел детальное изучение четвертичных отложений Восточно-Сахалинских гор и Тымь-Поронайской равнины.

В 1965 году Г. С. Ганешиним и В. В. Соловьевым была предложена следующая стратиграфическая схема четвертичных отложений: плиоцен-нижнечетвертичные отложения (P_1-Q_1), среднечетвертичные отложения (Q_{II}), верхнечетвертичные отложения (Q_{III}), и современные (Q_N). Более подробную схему для Поронайской депрессии, основанную главным образом на использовании палинологических данных, составили А. Н. Александрова и С. В. Белецкая [219], которые каждую из раннечетвертичной и среднечетвертичной эпох осадконакопления по особенностям климатической обстановки подразделили на два этапа (теплый и холодный), позднечетвертичную – на четыре этапа и современную – на три этапа.

В. В. Соловьев и Г. С. Ганешин [178], с учетом имеющихся фактических материалов, составили следующую стратиграфическую схему четвертичных отложений: нижнечетвертичные, среднечетвертичные, включающие озерные, аллювиальные, озерно-аллювиальные, аллювиально-делювиальные, ледниковые и водно-ледниковые генетические типы, верхнечетвертичные отложения, включающие аллювиальные, морские и ледниковые генетические типы и современные отложения, представленных широким спектром генетических типов (аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, морские, аллювиально-морские, эоловые, биогенные и грязевулканические).

При подготовке листов масштаба 1:200000 ко второму изданию использовались, как правило, старые стратиграфические схемы, в которых обоснование возраста четвертичных образований проводилось на основании палинологических материалов. Однако эти материалы в большинстве случаев дают представление не о возрасте подразделений, а о климатических условиях их формирования.

При построении карты четвертичных образований использованы стратиграфические схемы А.Н. Александровой, В.В. Соловьева, Г.С. Ганешина, Л.М. Колмака, В.Г. Гальверсена [219, 178, 81, 265] с изменениями и дополнениями.

Стратиграфия четвертичных отложений дна акваторий Охотского моря и Татарского пролива Японского моря изучена в пределах отдельных локальных участков [445, 164, 202], к которым относятся район проведения геологической съемки шельфа масштаба 1:200 000 (ГСШ-200) в северо-западной части Татарского пролива [431] и площади специализированных инженерно-геологических изысканий масштаба 1:50 000, проводимых при подготовке площадей под поисково-разведочное бурение на нефть и газ [390, 289, 332, 274, 273, 271, 246, 247, 449]. Схема стратиграфии четвертичных отложений Охотского моря базируется на результатах детальных геолого-геоморфологических и биостратиграфических исследований, проведенных ТИГ ДВО РАН в период с 1978 по 2001 г. на Лунском, Южно-Лунском и Киринском участках и обобщенных в монографии [85]. Комплексное изучение материалов бурения позволило не только провести детальное расчленение

позднекайнозойских отложений шельфа, но и реконструировать особенности условий их формирования [431, 445, 91, 141, 169, 85].

Районирование отложений квартера акваториальной части листа проводится по региональному принципу, выделены два района: Татарский пролив и Охотоморский шельф. Общая мощность четвертичных отложений превышает 400 м в Татарском проливе [431, 445] и составляет около 180-200 м на Охотоморском шельфе [85].

Четвертичные отложения в пределах Охотского моря и Татарского пролива развиты повсеместно и охватывают практически все подразделения четвертичной системы, при этом в соответствии с постановлением МСК России о понижении границы неогеновой и четвертичной систем до уровня 2,6 млн лет, принятом на расширенном заседании Бюро МСК 7 апреля 2011 г. и опубликованном годом позже [137], на геологических картах неоген и квартер показан в «новых объемах». По данным А. Ю. Гладенкова [41] новая граница между неогеном и кварталом в разрезах Северотихоокеанского региона сопоставима с нижней границей зоны *Neodenticula koizumii* (2,6-2,7 млн лет). Эта граница проводится по резкому сокращению численности *Neodenticula kamtschatica* (*Zabelina*) *Akiba et Yanagisawa*. К этому уровню приурочено также и начало значительных изменений в процессе осадконакопления, что отражено в характере распространения биогенных кремнистых толщ и скоростях их накопления: отмечается резкое падение скоростей биогенного кремненакопления [212]. На уровне 2,6 млн лет по данным диатомового анализа фиксируется начало масштабного похолодания и понижения температур поверхностных морских вод. Вблизи неоген-четвертичной границы в разрезах Северотихоокеанского региона отмечаются многочисленные перерывы, а в окраинных зонах морские отложения эоплейстоценового возраста часто отсутствуют. В целом, в регионе с этого времени «прослеживаются все основные закономерности и черты распределения биогенных кремнистых отложений, а также темпов их накопления, характерные для современного осадконакопления» [41, стр. 39].

Плейстоцен

Эоплейстоцен. Нижнее звено. Отложения нижнего звена представлены только в пределах акватории (только на схемах соотношения и корреляции подразделений). Прибрежно-морские осадки предположительно ранне-эоплейстоценового возраста (mEI) вскрыты бурением в западной части Татарского пролива при проведении ГСШ-200 [431] и изучены в скв. С-2 в интервале глубин 7,0-17,0 м [91]. Они залегают на размытых отложениях верхнего плиоцена и перекрываются лагунно-морскими отложениями поздне-эоплейстоценового возраста. [91]. Отложения представлены пелитами, алевролитами и песками с галькой и ракушей. Из диатомей отмечено присутствие только вида *Neodenticula koizumii*, комплекс моллюсков также небогат и представлен раковинами *Mya* и переотложенными обломками вымерших видов, приуроченным с песчаным осадкам верхней части разреза. В составе споро-пыльцевого комплекса в нижней части слоя преобладают кустарничковая береза, ольховник, лиственница, в верхней - возрастает участие пыльцы

древесных пород, в частности, широколиственных разнообразного состава. Тип растительности свидетельствует о смене умеренно-холодного климата, характерного для нижней части разреза, более теплым. Кузьмина Н.Н. и др. [91] относили эти отложения к верхам плиоцена, проводя границу плиоцена и эоплейстоцена по кровле этого слоя. Мощность отложений 10,0 м.

Эоплейстоцен, верхнее звено (только на схемах соотношения и корреляции подразделений)

Лагунно-морские (mv₁ЕП) отложения позднеэоплейстоценового возраста вскрыты бурением в западной части Татарского пролива [431] и на Охотоморском шельфе [141]. В Татарском проливе эти отложения наблюдаются в скважине С-2 в интервале глубин 2,5-7,0 м, несогласно залегают на нижнеэоплейстоценовых осадках и представлены морскими песками с единичной галькой и обилием ракуши и лагунными алевритами с галькой. Возрастные рамки этого слоя определяются интервалом стратиграфического положения вида *Mesocena elliptica* (Ehrenberg) Ehrenberg, что во временном эквиваленте составляет 1,3 – 0,79 млн.лет [217; 91]. Моллюски представлены: *Mya*, *Liocyma fluctuosa* (Gould). Похолодание климата отражено в составе споропыльцевого комплекса (*Betula sect. Nanae*, *B. sect. Fruticosae*). Мощность слоя 4,5 м [91, 94А]. Мощность отложений эоплейстоцена на шельфе Татарского пролива – 14,5 м.

На Охотоморском шельфе *морские отложения* (mЕП) позднеэоплейстоценового возраста в пределах исследуемой площади вскрыты инженерно-геологической скважиной ЮЛ-12, расположенной у побережья Лунского залива [141]. Верхнеэоплейстоценовые отложения наблюдаются в интервале глубин 43,5-50,0 м, залегают с несогласием на осадках верхнего плиоцена. Сложены они прибрежно-морскими мелкозернистыми песками, алевритами и глинистыми песками с галькой. Эти осадки характеризуются относительно бедным комплексом диатомей, который состоит из холодноводных сублиторальных *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Diploneis interrupta* (Kützing) Cleve и нерических *Porosira glacialis* (Grunow) Jorgensen, *Thalassiosira nordenskiöldii* Cleve. Комплекс фораминифер формировался в условиях прибрежного шельфа в относительно холодных условиях. Состав споропыльцевого комплекса (*Betula sect. Costatae*, *B. sect. Albae*, *B. sp.*, *Alnaster*, *Cyperaceae*, *Polygonaceae* и *Compositae*) также соответствует умеренно-холодному климату. Мощность отложений до 6,5 м [141].

Неоплейстоцен. Нижнее звено. Неоплейстоценовые образования распространены на территории листа на материковой и островной суше, а также в пределах акватории.

На материковой суше к ним отнесен **ванинский комплекс вулканический**, представленный покровными фациями и субвулканическими образованиями.

Ванинская толща (Ivn) в качестве самостоятельного подразделения впервые была выделена С. В. Есиным [Есин, 1992 г.]. Ранее [10, 209, 293] эти базальтоиды включались в состав частично кизинской, частично совганской свит. В дальнейшем толща в южной части плато изучалась при проведении поисковых работ на камнесамоцветное сырьё [416] и в процессе групповой геологической съемки масштаба 50 000 [292]. Точные параметры распространения покровов ванинских базальтоидов в центральной и северной

частях Совгаванского плато остались до конца не выясненными и поэтому показаны на карте пунктирными границами, восстановленными по дешифрированию МАКС и по схемам из опубликованных материалов.

Ванинская толща в нижней своей части представлена умереннощелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами и лейкобазальтами, которые стратиграфически выше переслаиваются с гавайитами, муджиеритами и базанитами (оливиновые тефриты). С последними разновидностями ассоциируют шлаки базанитов и умереннощелочных оливиновых базальтов. Практически все разновидности базальтов и шлаки содержат значительное количество нодулей шпинелевых лерцолитов, вебстеритов, габбро, черных пироксенитов, а также мегакристаллы анортоклаза, глиноземистого авгита и пикроильменита. Щелочные разности и шлаки обычно выделяются в рельефе в виде низких расплывшихся конусов. Породы имеют очень свежий облик и их характерной особенностью является присутствие во вкрапленниках ярко зеленого оливина и отсутствие вторичных изменений. Но различить все разновидности пород возможно только по комплексу петрографических и петрохимических критериев [292].

Покровы базальтов занимают площадь около 1000 км² в пределах Совгаванского плато, которые перекрывают совгаванскую свиту и, иногда, более древние образования на водораздельных пространствах рек Коппи, Аджалами, Хуту. Небольшие изолированные покровы расположены на левобережье р. Хуту и правобережье р. Коппи. Поверхности покровов практически не затронуты эрозией, а некоторые потоки спускаются по склонам в долины рек и крупных ручьев, располагаясь гипсометрически ниже покровов совгаванской свиты. У потоков, достигших долин ручьев, фронтальная часть сложена стеклом мощностью в несколько метров. Такие "стеклянные" коренные обнажения высотой до 2–3 м и протяженностью свыше 10 м встречаются в бортах долин ручьев Санку и Бол. Хадя, левых притоков р. Коппи. В темно-сером зеленоватом массивном полупрозрачном и очень хрупком стекле заключены обильные включения аллювиальных валунов размером 10–20 см и гальки, представленных интрузивными, эффузивными и осадочными породами. Шлаковидные разновидности базальтоидов образуют линзовидные и пластообразные тела между потоками, а также небольшие покровы и содержат большое количество нодулей лерцолитов. Мощность отдельных потоков базальтов меняется от 0,5 до 20 м. По геофизическим данным базальтоиды ванинской толщи имеют более высокую магнитную восприимчивость и остаточную намагниченность чем вулканы подстилающей совгаванской свиты, а также резко отличаются по естественной радиоактивности, которая составляет 8–9 мкр/ч против 3–5 мкр/ч толеитовых базальтов совгаванской свиты. По данным АГСМ-съемки над этим базальтоидами регистрируется повышение концентрации калия (1–1,5 % на фоне 0–0,5 %).

В разрезах, изучавшихся в выемках дорог и по канавам в низовьях руч. Санку [416], установлено, что на плотных невыветрелых толеитовых базальтах совгаванской свиты с уклоном около 10° в сторону долины р. Коппи залегают: умереннощелочные оливиновые базальты порфиоровые с многочисленными включениями лерцолитов размером 2–5 см в центре и подошве потоков – 15 м; гавайиты – около 6 м; муджиериты – около 4 м; субщелочные оливи-

новые базальты – 4 м; гавайиты с единичными включениями лерцолитов – 8 м; умереннощелочные оливиновые базальты с обильными включениями лерцолитов в нижней части потока – 10 м; базаниты – около 2 м; умереннощелочные оливиновые базальты – около 2 м; умереннощелочные оливиновые лейкобазальты – 15 м; умереннощелочные оливиновые базальты с единичными мелкими включениями лерцолитов – 2 м; умереннощелочные оливиновые лейкобазальты – 20 м. Всего по разрезу около 83 м.

В 1,5 км выше по руч. Санку, гипсометрически значительно выше предыдущего разреза на пористых андезибазальтах совгаванской свиты залегают: трахибазальты темно-серые массивные и комковатые с редкими мелкими включениями лерцолитов и ксенокристаллов оливина и пироксена – около 30 м; шлаки базанитов и умереннощелочных оливиновых базальтов – 35 м; умереннощелочные оливиновые лейкобазальты мелкопорфировые – 5 м; чередование маломощных (0,3–1 м) потоков умереннощелочных оливиновых базальтов буровато-серых комковатых и умереннощелочных оливиновых лейкобазальтов серых мелкопорфировых – около 30 м; гавайиты серые редкопористые плитчатые – 15 м. Всего по разрезу около 115 м.

По маршрутным данным установлено, что в заключительных фазах излияния ванинских базальтоидов преобладают щелочные разности и шлаки, достигающие мощности 30–40 м, с обильным включением округлых нодулей лерцолитов диаметром до 20 см

Суммарная мощность потоков ванинской толщи на разных участках плато составляет от 50 до 250 м.

Фрагменты покровов толщи, установленные в непосредственном обрамлении Совгаванского плато, имеют практически однородный состав. По левобережью р. Коппи между ручьями Итенаку и Большой они сложены крупнопористыми базанитами с многочисленными включениями лерцолитов размером до 5 см, а ниже по течению между ручьями Большой и Сагды-Бяха и на левобережье последнего – плотными и мелкопористыми оливиновыми базальтами, часто с мелкими включениями лерцолитов и ксенокристаллов зеленого оливина. На правобережье р. Коппи узкий поток, спускающийся в долину р. Коппи, представлен пористыми субщелочными оливиновыми лейкобазальтами [292]. В северном обрамлении плато, на левобережье р.Хуту, расположены четыре изолированных покрова, сложенных трахибазальтами и субщелочными оливиновыми базальтами, ранее относимые к кизинской свите [293], с нодулями лерцолитов и ксенолитами других магматических образований.

Детальные петрохимические (БД) и петрографические исследования выявили основные особенности базальтоидов ванинской толщи: высокая (до 7,57 %) за счет калия щелочность и принадлежность пород к умереннощелочному и щелочному рядам; высокие содержания титана и магния; наличие среди типоморфных минералов зеленого оливина (хризолита), часто значительно корродированного, в том числе и в основной массе, наличие анальцима, калишпата, титан-авгита и эгирин-авгита; появление среди порообразующих минералов биотита и роговой обманки; высокие (до 5 кларков) концентрации ниобия, рублидия, стронция, циркония, а также повышенные (до 1,7 кларка) – тория, бария и меди [292]. Практически все виды базальтоидов,

и в большей степени шлаки, содержат ксенолиты лерцолитов, ксенокристаллы оливинов, пироксенов, шпинели, ксенолиты гранитоидов и другие ксеноморфные включения. Из них базаниты и их шлаки содержат наибольшее количество включений лерцолитов диаметром до 20 см, ксенокристаллы хризолита и пироксена, иногда мегакристаллы кливажированного плагиоклаза (до 1x2 см), калишпата (до 5 см), авгита (до 7 см), пикроильменита и шпинели (2–5 мм). Наиболее широкое распространение имеют умереннощелочные оливиновые базальты, их лейкократовые разновидности, трахибазальты и гавайиты.

Умереннощелочные оливиновые базальты визуальнo темно-серые до черных, часто с легким фиолетовым оттенком афирмовые, плотные или мелкопористые породы, в нижних частях потоков иногда миндалекаменные, в верхних пузыристые до шлаковидных, содержащие различное количество мелких ксенолитов лерцолитов, а также ксенокристаллы ярко-зеленого оливина и моноклинного пироксена. Они имеют пойкилофитовую и интерсертальную, реже пилотакситовую структуры основной массы и состоят из желтовато-зеленоватого оливина (10–15 %), зеленоватого авгита и титанавгита с фиолетовым оттенком (20–25 %), плагиоклаза лабрадора №58–67 (45–55 %) и буроватого прозрачного стекла (2–15 %), которое иногда замещается синевато-зеленым хлоритом. Лейсты плагиоклаза всегда обрастают отчетливой реакционной каймой калишпата и его количество доходит до 5 %. Изредка встречаются чешуйки коричневого биотита. Рудный минерал (2–5 %) представлен титаномагнетитом, который образует идиоморфные зерна в интерстициях. Оливин, помимо мелких фенокристаллов (до 5 %) находится в основной массе и по нему в виде каемок развивается красно-коричневый идингсит. В миндалекаменных разновидностях округлые и удлиненные поры заполнены халцедоном и лучистым кальцитом. Базальты, как правило, содержат мелкие ксенолиты лерцолитов, оплавленные ксенокристаллы бесцветного пироксена и оливина, и зеленой шпинели. Иногда встречаются ксенолиты гранитов, пироксенитов и габбро.

Умереннощелочные оливиновые лейкобазальты отличаются наличием фенокристаллов плагиоклаза, более светлой серой окраской и меньшим количеством оливина (до 12%), а также отсутствием миндалинов и ксенолитов. В некоторых разновидностях появляется анальцит (до 5%), который заполняет промежутки между кристаллами и окружен зеленой реакционной каймой. По химическому составу они отличаются от субщелочных оливиновых базальтов повышенным количеством крэнезема и пониженным магния.

Трахибазальты - обычно серые, или сиренево- и красновато-серые породы имеют резко выраженный порфиновый облик, трахитоидную структуру и массивную, пористую, редко пузыристую текстуры, часто содержат мелкие ксенолиты лерцолитов. Лейстовидные длинные (до 1,5 см) фенокристаллы плагиоклазов занимают до 40 % объема породы. Оливин (10 %) присутствует в основной массе микроклатерной структуры совместно с плагиоклазом, пироксеном, калишпатом и титаномагнетитом, и редко образует фенокристаллы (до 2 мм). Пироксен буровато-сиреневого цвета представлен титанавгитом, ксеноморфен по отношению к плагиоклазам, и иногда обрастает реакционной каймой густо-зеленого эгирин-авгита, который также присутству-

ет в мелких зернах в основной массе. Калишпат (10–15 %) реакционной каймой обрастает плагиоклазы основной массы, реже образует мелкие таблички, и заполняет интерстиции. Титаномагнетит (3–5 %) часто включен в пироксены. В основной массе присутствует незначительное количество бурой роговой обманки (до 1 %) и буровато-оранжевого биотита (до 2 %). Акцессорные – апатит и, иногда, темно-бурый брукит. В некоторых разновидностях трахибазальтов обнаруживаются фенокристаллы двух генераций, а основная масса имеет микрокристаллическую оксибазифитовую структуру. В первой генерации (5–7 %) фенокристаллы представлены оплавленными, с заливами основной массы плагиоклазами и скелетными кристаллами бесцветного ромбического пироксена и оливина, а также единичными изометричными табличками калишпата, который окружен резорбированной каймой плагиоклаза. Фенокристаллы второй генерации мельче размером, хорошо образованы и преимущественно состоят из ясно окрашенных желтовато-зеленоватых оливинов, лабрадора и единичных кристаллов магнетита. В основной массе наблюдаются округлые скопления из мелких кристаллов оливина, клинопироксена, биотита, магнетита и калишпата, которые вероятно и обуславливают иногда глобулярную ("гороховую") текстуру этих трахибазальтов. В них также часто встречаются ксенолиты лерцолитов. По химическому составу, от выше описанных базальтоидов, трахибазальты отличаются высоким содержанием щелочей и, главным образом, калия (более 1,7 %).

Гавайиты близки по составу к умереннощелочным оливиновым лейкобазальтам и отличаются от них наличием в фенокристаллах (10–15 % объема) плагиоклазов по составу соответствующих андезину, а также интенсивно корродированных оплавленных оливина и бесцветного моноклинного пироксена. Иногда присутствуют мелкие ксенолиты лерцолитов и единичные мегакристаллы (до 5 см) авгита и калишпата.

Особую группу базальтоидов представляют муджиериты и базаниты. Это в массе плотные массивные серые с голубоватым, в стекловатых разностях с фиолетовым, оттенком или темно-серые до черных мелкопорфировые породы, с пилотакситовой и интерсертальной структурой основной массы. Фенокристаллы (5–10 %) представлены преимущественно оливином, который составляет до 25 % объема пород. В некоторых наиболее крупных кристаллах встречаются включения синей шпинели, апатита и магнетита. Основная масса сложена, кроме оливина (15–20%), клинопироксеном (15–20 %), плагиоклазом (35–50 %), калишпатом (5–25 %), титаномагнетитом (до 7 %) и анальцимовым стеклом (до 20 %). Присутствуют единичные чешуйки буроранжевого биотита и акцессорный апатит.

Отличительной особенностью муджиеритов является кислый состав плагиоклазов, который соответствует андезину-олигоклазу. В базанитах плагиоклазы представлены лабрадором, а пироксен – титан-авгитом, который иногда образует плотные скопления совместно с плагиоклазом и титаномагнетитом. Породы содержат большое количество ксенолитов лерцолитов, размер которых достигает 20 см в поперечнике, ксенокристаллы хризолита и пироксена, иногда мегакристаллы кливажированного калишпата (до 5 см), авгита (до 7 см), пикроильменита и шпинели (2–5 мм) [Есин, 1990 г.]. По химическому составу муджиериты и базаниты характеризуются наиболее высокой

щелочностью (более 6 и 7%) и содержанием магния и титана, а присутствие в минеральном составе анальцима (более 10%), позволяет отнести их к собственно щелочным породам.

Шлаки базанитов и субщелочных оливиновых базальтов представляют собой обильнопористую пузыристую лаву, где толщина перегородок между порами, составляющими более 60% объема породы, составляет от долей до 1мм. Различаются они только химически. Обе разновидности имеют афанитовую гиалиновую и гиалопилитовую структуры, где содержание стекла достигает 70 %. Стекло бурое, полупрозрачное до не прозрачного с лейстами плагиоклаза, микрокристаллами оливина и титан-авгита. Оливин иногда образует мелкие (до 5мм) скелетные фенокристаллы. Изредка в стекле включены угловатые обломки кристаллов клинопироксена и санидина размером до 0,5 мм. Для шлаков базанитов, как и для базанитов, характерно обилие "мантейных" ксенолитов размером 5-10см хромсодержащих шпинелевых лерцолитов, реже титан-авгитовых пироксенитов и ксенокристаллов шпинели, которые в шлаках субщелочных оливиновых базальтов встречаются гораздо реже. Шпинелевые лерцолиты представляют собой полнокристаллические породы, состоящие из хризолита 50–80 %, хромдиоксида (до 20 %), энстатита и шпинели.

Субвулканические образования. Большинство субвулканических тел связанных с покровами базальтоидов ванинской толщи образуют в основном штокообразные тела площадью до 0,15 км², приуроченные к вершинам и боковым частям небольших возвышенностей, которые вероятно являлись центрами заключительных излияний базальтов и представлены теми же разновидностями пород, что и в покровных образованиях, а также нефелинсодержащими эссекситами, обнаруженными в районе г. Лысая. Реже встречаются трещинные дайкообразные тела. От своих покровных аналогов они отличаются микроделеритовой структурой основной массы, а по химизму – несколько повышенной щелочностью и магнезиальностью.

Эссекситы представляют собой пестроокрашенные (коричневато-сиренево-серые) раскристаллизованные средне- крупнокристаллические (3–10 мм) породы с гипидиоморфнозернистой структурой и пористой текстурой. Поры (15 % объема) угловатые, неправильной формы, часто трубчатые. Сложены микроклином (35%), андезином (30 %), розово-сиреневым титан-авгитом в реакционной оболочке зеленого эгирин-авгита (20 %), скелетными кристаллами титаномagnetита (5 %) и зеленоватого оливина (4 %), эгирином (3 %), нефелином (3 %), единичными кристаллами керсутита и аксессуарного апатита. Оливин имеет не характерную для него широкотаблитчатую (в разрезах длиннопризматическую) решетчатую форму. Темно-зеленый эгирин образует мелкие призматические или игольчатые, а бурый керсутит идиоморфные кристаллы. Нефелин, с характерными квадратными и шестиугольными разрезами, заполняет промежутки между плагиоклазами и пироксенами и почти полностью замещен цеолитами. Вторичные изменения, кроме цеолитизации нефелина, в породе отсутствуют.

Налегание потоков умереннощелочных базальтоидов ванинской толщи на совгаванскую свиту установлено в обнажениях на левобережье р. Коппи. Отсутствие между совгаванской свитой и ванинской толщей существенных кор

выветривания свидетельствует о том, что излияние лав ванинской толщи происходило непосредственно вслед за образованием покровов совгаванской свиты, возраст которой доказан как плиоцен-раннечетвертичный, без существенного перерыва. Ранее [209], в бассейне р. Хича, отмечено налегание базальтоидов (относимых тогда к совгаванской свите) на рыхлые отложения с ранне- или среднечетвертичными споро-пыльцевыми комплексами. Судя по химическому составу, эти базальтоиды являются умереннощелочными и принадлежат, скорее всего, к ванинской толще. Калий-аргоновые датировки трахибазальтов и умереннощелочных оливиновых базальтов толщи составляют соответственно - 10,2; 8,9; 8,5; 8,3; 7,8 и 10,2; 8,7 млн лет [292]. В большинстве своем они относительно моложе датировок базальтов и андезибазальтов, слагающих верхние части покровов совгаванской свиты. Следует заметить, что обилие ксенолитов более древних подстилающих образований могут значительно удревнять радиологические датировки проведенные по валовому методу. Кроме того, часто базальтовые потоки затекающие в долину ручьев Санку и Комку (бассейн р. Коппи) в своих фронтальных частях выполнены чистым вулканическим стеклом с включениями гальки и небольших валунов, что подтверждает плейстоценовый возраст.

На основании приведенных данных возраст ванинской толщи следует принимать не древнее раннего неоплейстоцена. Резкая смена толеитовых магм щелочными свидетельствует о новом тектоническом этапе магматизма.

Аллювиальные отложения (aI) имеют очень незначительное распространение и слагают аккумулятивный чехол наиболее высоких реликтовых террас с превышением 35–60 м над урезом воды. Они расположены в береговой полосе на правобережье р. Амур севернее озера Хованда (Зеленоборская терраса), протягивающейся до сел Сухановка и Циммермановка, останец террасы на левобережье вблизи озера Черемшаное (60 м) и небольшие останцы террас в горной части территории не отраженные в масштабе карты. Аллювий представлен песками, галечниками, алевритами, редко глинами, валунами с характерным желто-бурым и ржавым цветом. Галька и гравий часто в железистой оболочке, сильно выветрелые.

Поверхности террас неровные, бугристые, эродированные временными водотоками и имеют общий уклон на северо-восток 5–10°.

Аллювий Зеленоборской 35–60-метровой террасы в 5 км выше пос. им. Максима Горького сложен ожелезненными косослоистыми среднезернистыми песками кварц-полевошпатового состава с прослоями (10–50 см) и линзами железистых песков и суглинка. Пески хорошо отсортированы и практически не содержат гальки и гравия. Видимая мощность достигает 60 м. Ниже по течению Амура, в районе с. Сухановка, аллювиальные отложения той же Зеленоборской террасы залегают на сильно эродированном цоколе, сложенном туфами андезитов, и имеют следующий разрез [1]: галечник выветрелый с примесью серого грубозернистого песка, который местами образует прослой и линзы – 10,0 м; железистые конгломераты и песчаники с прослоями бурого железняка и рыхлого песка – 1,0 м; песок желтовато-бурого цвета, среднезернистый – 2,0 м; песок серого цвета, грубозернистый с примесью галечника; галька хорошо окатана, сильно выветрелая, состоит в основном из средних эффузивов, реже гранитоидов и кремнистых сланцев – 7,5 м; песок серого

цвета, грубозернистый, подстилающийся прослоем гравия мощностью 0,5 м – 2,5 м; галечник с примесью песка и прослоями гравия; в нижней части слоя прослой железистых песчаников мощностью 0,4 м – 2,0 м. Всего по разрезу 25,0 м.

В отложениях этой же террасы в районе с. Циммермановка над песками преобладают галечники с прослоями (0,4–0,5 м) и линзами гравийников и железистого песка. Гальки размером от 1 до 8 см в диаметре сильно выветрелые, покрыты корочками гидроокислов железа и представлены эффузивами, гранитоидами, песчаниками, алевролитами и кремнистыми сланцами. Галечники слабо диагенезированы и цементирующим материалом в них служит грубозернистый ожелезненный песок с гравием.

Аллювий 50-метровой террасы вблизи оз. Черемшаное по левобережью Амура в нижней части разреза представлен промытыми грубозернистыми песками с примесью гальки мощностью около 10 м. В нижней части этого слоя возле уреза воды появляются гравийно-галечные отложения. В составе гальки преобладает кварц и встречаются сильно выветрелые песчаники и гранитоиды. Средняя часть разреза сложена мелкозернистыми песками мощностью около 25 м с прослоями суглинков и глин. В верхней части террасы отложения представлены среднезернистыми хорошо отмытыми песками светло-бурого цвета мощностью не менее 15 м [1]. Видимая мощность отложения этих террас составляет не менее 60 м.

Реликты аллювиальных раннеолейстоценовых отложений в горной части территории (не отражающиеся в масштабе карты), представленные галечниками с линзами песков и суглинков, сохранились по левобережью р. Гобилли, где слагают чехол мощностью 3–5 м надпойменной цокольной террасы высотой 100–110 м [375]. В бассейнах рек Ботчи и Коппи аллювиальные галечники с суглинистым заполнителем мощностью 1–3 м, отнесенные к раннечетвертичным отложениям, залегают на цокольных террасах 60-метрового уровня.

Определение раннечетвертичного возраста аллювиальных отложений для районов среднего и нижнего Приамурья Дальнего Востока является проблематичным, так как практически весь аллювий чехла речных террас наиболее высокого уровня является стерильным, а там где обнаруживаются палинологические остатки, пыльца плохой сохранности и минерализована или переотложена. Фаунистические остатки были обнаружены в 2-х км выше с.Циммермановка на правобережье Амура И. Г. Козловым (1940 г.) в Зеленоборской террасе. Здесь в железистых песчаниках с конгломератами найдены остатки пресноводных толстостенных раковин *Viviparus cf. praerosus* Gerstf. и *Anodonta* sp., принадлежащих, по мнению Е. С. Раммельмейер, нижнему отделу четвертичной системы. При этом в аллювии террасы не содержится спор и пыльцы.

В 30-метровой террасе возле с. Ново-Ильиновка было установлено наложение на верхнеплиоценовые галечники, охарактеризованные спорами и пыльцой, нижнеплейстоценовых алевритов, которые в свою очередь перекрываются среднеолейстоценовыми песками. Граница между неогеновыми и четвертичными осадками была проведена по инверсии остаточной намагниченности пород с обратной в верхнем плиоцене на прямую в нижнем

неоплейстоцене (инверсия Брюнес-Матуяма) которая проходит по основанию алевроитового слоя [226].

В Удыль-Кизинской впадине в районе нижнего течения р. Пильда, озер Дали и Оленье на глубине до 10 м скважинами вскрыты озерно-аллювиальные (не отражающиеся на карте) глины с прослоями мелкозернистого песка, суглинков и ископаемого торфа, содержащие споры и пыльцу растений: *Tsuga*, *Quercus*, *Ulmaceae*, *Carpinus*, *Tilia*, *Picea*, *Pinus* подрода *Haploxyylon*, *Pinus* подрода *Diploxyylon*, *Betula*, *Larix*, *Salix*, *Alnus*

Juglandaceae, *Ilex*, *Taxodium*, *Ericaceae*, *Compositae*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Cupressaceae*, *Acer*, *Euonymus*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*. Наличие вблизи оз. Дали на глубине 9,8 м реликтового растения *Tsuga*, по мнению В. В. Нукзаровой и А. А. Ильиновой, позволяет отнести вмещающие породы к самым верхам нижнего отдела четвертичной системы [1].

Высокие террасы третьего уровня южной горной части территории не содержат спор и пыльцы или она очень плохой сохранности. Они отнесены к раннему неоплейстоцену, т. к. содержат в своем составе хорошо окатанные гальку и валуны миоценовых базальтов залегающих гипсометрически выше [455] и по аналогии с соседней с юга территорией, где террасы такого же уровня охарактеризованы споро-пыльцевым комплексом нижнечетвертичного возраста [375].

Образования неоплейстоценового возраста (нижнее звено) имеют в пределах о.Сахалин ограниченное распространение и представлены аллювиальными и аллювиально-морскими генетическими типами.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я н и ж н е г о з в е н а н е о п л е й с т о ц е н а (а⁶I) распространены в западной части острова, где они слагают аккумулятивный чехол шестой надпойменной террасы высотой 80-100 м в долине реки Снежинка (правый приток р. Углегорка). Представлены они песками с примесью гравия, прослоями глин, галечников. Породы бурые, ожелезненные, местами сцементированные до конгломерата. Галька в прослоях галечников средней степени окатанности, размерами до 10 см. Мощность достигает 10 м. Возраст принят на основании их гипсометрического положения, сильной выветрелости, ожелезненности и резкого несогласного налегания на породах палеогена. В спектрах этих отложений содержится пыльца, указывающая на смешанные леса с примесью широколиственных пород и присутствие неогеновых реликтов как *Podocarpus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae* *Juglandaceae*, по определению Г.Г. Зданской характеризует теплые климатические условия, благодаря чему они отнесены к доледниковым [219, 178].

А л л ю в и а л ь н о - м о р с к и е о т л о ж е н и я (а m I) на дневную поверхность не выходят, они выделены на схеме соотношений по материалам скважин в Поронайской депрессии, где они погребены под более молодыми отложениями. В скважине, пробуренной в г. Поронайске, они вскрыты на глубине 99,6-119,7 [219]. Они имеют следующий разрез (снизу вверх):

Торф плотный, сильно разложившийся – 0,3 м

Суглинки тяжелые, плотные, обогащенные растительными остатками – 4,7 м.

Супеси зеленовато-серого цвета, тонкослоистые, с прослоями тонкозернистого илистого песка – 9,2 м.

Пески серые, разнозернистые, с преобладанием крупнозернистых – 3,6 м.

Суглинки серые, плотные, тонкослоистые, обогащенные растительными остатками – 1,9 м.

Пески серые, разнозернистые, с преобладанием крупнозернистых – 3,6 м.

Отмечаются прослой песка с гравием, глин. Мощность достигает 30 м. Возраст определен по спорово-пыльцевым спектрам, в которых значительное место занимают хвойные – *Abies*, *Picea*, *Tsuga* (*Tsuga canadensis* L., *T. diversifolia* (Maxim) Mast. (аналитик Л.С.ю Короткевич). Богато представлены широколиственные породы, составляющие до 20% спектра, что характеризуют теплые климатические условия [219].

Нижнее звено неоплейстоцена на акватории присутствует только на схемах корреляции и соотношений.

На акватории Татарского пролива нижнее звено неоплейстоцена представлено морскими осадками (алевролиты с прослоями гравия и гальки, песчаные алевролиты, алевропелиты, галечники) тунгусской толщи (mIfn). Отложения тунгусской толщи изучены на площади проведения ГСП-200 [431], где они пользуются широким распространением, подходя на отдельных участках к линии берега, подошва толщи погружается на восток и мористее изобат 50-75 м геолого-геофизическими методами не прослеживается.

Общая мощность тунгусской толщи по геофизическим данным достигает во внешней зоне шельфа 150-200 м и более, по направлению к суше мощность толщи постепенно сокращается и в прибрежной зоне она выклинивается, срезаясь верхнеплейстоценовыми отложениями [431]. Скважинами в составе тунгусской толщи вскрыты морские осадки различного литологического состава: алевролиты темно-серые с прослоями гравия и гальки, песчано-алевролитовые осадки с примесью пелита и гравия, алевропелиты темно-серые с галькой и гравием, галечники серые с раковинным детритом и примесью разнозернистого песка. Отложения тунгусской толщи залегают на эродированной поверхности пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и перекрываются среднеплейстоцен-голоценовыми осадками. По данным непрерывного сейсмического профилирования тунгусская толща подразделяется на три части, разделенные поверхностями несогласия и сформированные в результате развития трех трансгрессий Японского моря.

Опорный разрез отложений вскрыт скважиной С-2 (снизу вверх):

- алевролиты светло-серые, с битой ракушкой моллюсков и редкой плохоокатанной галькой, с прослоями мелкозернистых песков и гравийников (0,2 м) в нижней части слоя, плохосортированные; мощность слоя 6,0 м;

- алевропелиты светло-серые со створками раковин моллюсков, с прослоем галечников (0,3 м) в середине слоя; мощность слоя 2,0 м;

- алевролиты светло-серые, с целыми створками и детритом раковин пелеципод, плохосортированные; мощность слоя 1,0 м;

- пески серые, полимиктовые, с раковинным детритом и галькой эффузивов, реже песчаников и базальтов, пески плотные; мощность слоя 9,0 м;

- алевролиты зеленовато-серые, с раковинным детритом, плохосортированные; мощность слоя 2,0 м;

Суммарная вскрытая мощность толщи 22,0 м.

Тяжелая фракция осадков тунгусской толщи представлена ильменитом и цирконом.

В составе диатомовой флоры, по заключению Царько Е. И. [431], преобладают неритовые и литоральные виды (*Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Thalassiosira gravida* Cleve, *Th. exentrica* (Ehrenberg) Cleve, *Actinoptychus undulatus* (Bailey) Ralfs и др.), отмечено присутствие переотложенных неогеновых видов, являющихся индикатором литодинамической активности среды осадконакопления. Видовой состав диатомей сходен с комплексом, выделенным в осадках нижнего звена неоплейстоцена Присахалинского шельфа. Среди моллюсков доминирует *Mya* cf. *pseudoarenaria* Schlessch. Споропыльцевой комплекс представлен: *Picea*, *Larix*, *Abies*, *Betula*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium*; *Pinus* s/g *Haploxylon*, *P. s/g Diploxylon*, *Alnus*, *Alnaster*, *Tsuga*, *Quercus*; *Ulmus*, *Tilia*, *Juglans*. Изменение спорово-пыльцевого комплекса в осадках тунгусской толщи позволяет сделать вывод об изменении климата при ее формировании: отложение нижней части толщи происходило при климате теплее, а верхней - холоднее современного. Накопление отложений тунгусской толщи происходило в условиях опускания дна и прибрежной суши, при этом активное тектоническое опускание сочеталось с эвстатическим подъемом уровня моря. Относительное опускание дна было неравномерным, периодически сменяясь кратковременными поднятиями, во время которых в прибрежье формировались зоны абразии [445].

На Охотоморском шельфе ниже неоплейстоцена (m I₆₋₈, криохрон, миндель) представлено морскими образованиями (пески, глинистые пески с прослоями глин и заторфованных песков). Изучены они на площадях проведения инженерно-геологических изысканий - Лунской и Южно-Лунской [270, 85, 141]. Отложения нижнего звена неоплейстоцена изучены в скважинах Л-2, Л-10, Л-11 на Лунской и в скважинах ЮЛ-12, ЮЛ-13 на Южно-Лунской площадях. Отложения представлены мелкозернистыми песками и глинистыми песками серого цвета с прослоями глин и заторфованных песков, залегают они с угловым несогласием на породах нутовского ССК (N_{1-2nt}) и с размывом на отложениях верхнего эоплейстоцена, мощность их достигает 13 м.

В диатомовом комплексе (*Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Trachyneis aspera* (Ehrenberg) Cleve, *Diploneis interrupta* (Kützing) Cleve, *D. subcincta* (A.Schmidt) Cleve, *D. smithii* (Brébisson) Cleve, *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenberg) Cleve, *Th. gravida* var. *fossilis* Jouse, *Thalassiosira nordenskiöldii* Cleve) доминируют северо-бореальные виды шельфовых зон. Отложения нижнего звена неоплейстоцена соответствуют нижней части зоны *Proboscica barboi* (0.52-0.43 млн. лет). Из фораминифер в изученных отложениях определены холодноводные *Buccella frigida* (Cushman), *B. limpida* Levitchuk, *Cribrorophidium frigidum* (Cushman) и умеренные *Buccella hannai* (Phleger et Parker), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Quinqueloculina seminulum* (Linnaeus) d'Orbigny. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца древесных пород (*Alnaster*, *Pinus* s/g *Haploxylon*, *Abies Picea* sect. *Eupicea*, *Betula* sect. *Costatae*), отмечено присутствие *Lycopodium clavatum*, *Polypodiaceae*, а также экзотической для района *Tsuga* и *Pinus*. Подобный спектр характерен для одной из холодных фаз конца раннего неоплейстоцена. Формирование

осадков происходило в мелководной шельфовой зоне, при солености ниже океанической и температурах ниже современной на $8-10^0$. Присутствие в комплексе диатомей значительного количества видов неогенового возраста говорит об интенсивном врезе долин рек, происходящем при понижении уровня моря (регрессивная фаза). Абсолютные датировки ($U-U 550 \pm 23,1, 450 \pm 18$ т.л.н.) соответствуют верхней ступени нижнего звена неоплейстоцена [85, 141].

Среднее звено. Отложения среднего звена распространены на материковой и островной суше, а также на акватории.

В пределах материковой суши среднее звено представлено аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями нерасчлененными, имеющими ограниченное распространение, в основном, в долине р. Амур и обрамлении Удыль-Кизинской впадины, реже на горных реках, где часто не отражаются в масштабе карты. К среднему звену предположительно относятся и морские осадки, залегающие в бухтах на выветрелых скальных породах. В основании они сложены глыбами и валунами с гравием, галькой, песком и суглинком общей мощностью 1–2 м. Выше обычно залегают суглинки с гравием, галькой, валунами и глыбами суммарной мощностью до 5–6 м. Верхняя часть разреза сложена плотными илами с гравием и галькой общей мощностью до 6–8 м. Суммарная мощность этих отложений достигает 16 м [143].

Аллювиальные (а II) отложения слагают комплекс террас с превышением 15–35 м от уреза воды по долине р. Амур в районе сёл Ниж. Халбы и Пульса, на крупных притоках реках Пильда, Лимури, Лимурчан, в бассейнах рек Саласу, Бешеной, Горелой, Муты, Дуй, Кади и вторую надпойменную террасу (15–20 м и 25–60 м), ограниченно распространённую южнее на горных реках Анюй, Гобили, Тумнин, Коппи, Бута, Ботчи.

Поверхности этих террас заметно наклонены в сторону водотоков, слабо бугристые, с эрозионными ложбинами, сглаженным и слабо выраженным уступом и неясным тыловым швом. Из-за перекрытия шлейфами склоновых образований, в отложениях часто отмечаются полуокатанные и щебнистые обломки. Аллювий представлен преимущественно желтыми или буровато-желтыми, ожеженными песками с галечниками, гравийниками, валунниками, глинами и суглинками. По простиранию состав отложений не выдержан и часто отмечаются переходы одних образований в другие или их выклинивание.

Характерный разрез составлен для 20-метровой террасы по правобережью Амура у с. Пульса [1]: пески коричневатого цвета, грубозернистые, слегка ожеженные, содержат примесь гальки и гравия – 10,0 м; галечники сцементированные суглинистым материалом (галька неотсортированная, слабо выветрелая и состоит из средних эффузивов, гранитоидов, песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев; суглинок желтовато-бурого цвета, вязкий, в сухом состоянии пылеватый) – 10,2 м. Всего по разрезу 20,2 м.

Подобный разрез наблюдался по правобережью Амура в устье р. Бешеная. Нижняя часть (около 4 м) сложена песками мелко- и среднезернистыми с маломощными (2–20 см) редкими прослоями и линзами галечников и голубовато-серых вязких глин. Верхняя часть (3,1 м) состоит из желтовато-серых мелкозернистых песчаных с редкой примесью гальки, отложений. Общая мощ-

ность 7,1 м. На левобережье р. Большая Курпуни скважинами вскрыты только супесь с галькой (2,0 м) и песок крупнозернистый с галькой разного размера (11,0 м) общей мощностью 13,0 м. [298]

Аллювиальные среднечетвертичные отложения среднего звена слагают изолированный эрозионный останец 20-25-метровой аккумулятивной террасы р. Амур – остров Новый Удан (напротив с. Мариинское). В береговом обрыве обнажается 20-метровая толща косослоистых желто-бурых средне- и мелкозернистых песков. Пески идеально отсортированы, без примеси грубообломочного материала. В нижней части толщи (в 8-10 м от поверхности террасы) выделяется несколько маломощных (5–10 см) слоев иловатых песков. На этом же интервале в песках встречается редкая рассеянная примесь органического вещества, а на глубине 9,8-10 м залегает маломощный (0,1–0,2 м), размыйтый погребенный почвенный слой. Пески по всему разрезу террасы слабо ожелезнены, но в отдельных пластах, чаще в верхней части разреза, ожелезнение более интенсивно и пески, сцементированные гидроокислами железа, превращены в тонкоплитчатые железистые песчаники. Мощность этих пластов от 2 до 5 см. Общая мощность толщи песков на острове Новый Удан превышает 30 м [11].

На левобережье р.Пильда, в приустьевой части руч. Боринского разрез среднечетвертичных отложений представлен в основном галечниками [323]: галечники и валунники с глинисто-песчаным заполнителем, составляющим 20–30 % объема отложений – 5,8 м; галечники с бурым глинистым заполнителем (галька разных размеров и формы составляет 40–60 % объема отложений, поверхность обломков нередко ожелезнена) – 5,6 м; галечники и валунники с глинистым серовато-зеленым заполнителем (обломочный материал составляет менее 60–70 % объема отложений) – 2,0 м. Всего по разрезу – 13,4 м.

Не отличаясь большим разнообразием, подобные отложения вскрыты буровыми скважинами в долинах притоков р. Амуре – рек Лимуран, Лимури, Дидбиран. Меняется лишь состав валунно-галечникового материала, степень его окатанности и процентное соотношение между галькой и песчаным заполнителем. Мощность отложений достигает 28 м [323].

В бассейнах рек Тумнин, Яй, Чичимар аллювиальные отложения среднего звена слагают чехол второй и третьей надпойменных эрозионно-аккумулятивных террас, мощность которого увеличивается вниз по течению от 6 до 12 м. Разрезы, изученные с помощью буровых скважин, глубиной от 3 до 9 м практически однотипные: нижняя часть представлена крупно-среднегалечниковым аллювием с небольшим количеством гравийников, песков и глин (2–6 м), верхняя часть чаще песчано-глинистая с примесью мелкой гальки (0,5–4 м). Отложения стерильны [481].

В долинах горных рек – Анюй, Гобилли, Буты на цокольных эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террасах высотой 10–20 и 25–60 м преобладают аллювиальные галечники с примесью песков и суглинков. Максимальная мощность этих отложений (20 м) установлена в бассейне р.Аньюй [375].

В верхних течениях рек Коппи, Бяполи, Аджалами, Хуту в составе отложений второй надпойменной террасы высотой 15–20 и 25–40 м резко преобладают супеси с примесью (до 25 %) галек и валунов, а в нижнем течении

Коппи и Ботчи - галечники с суглинками и прослоями глин и супесей. Валунны обычно приурочены к низам разреза, в верхней части увеличивается примесь суглинистого материала. Мощность отложений составляет 2–5 м [292].

В спорово-пыльцевых спектрах, собранных из разреза у с. Жеребцово (ниже с. Новоильиновка, левобережье) В. Ф. Морозовой и Л. А. Струве были определены пыльца и споры растительности характерной для довольно теплого климата первой половины среднего неоплейстоцена. Из них, по мнению В. Ф. Морозовой, виды *Betula verrucosa* и *B. pubescens* являются руководящими для первой половины среднего неоплейстоцена [226].

На о. Удан спорово-пыльцевой спектр из погребенного почвенного слоя (интервал 9,8–10,0 м) имеет состав: пыльца трав и кустарников – 56,5 % (злаковые – 30,5 %, маревые – 20 %), кустарниковые виды березы, ольхи – около 6 %), споры *Polypodiaceae*, *Bryales*, *Sphagnum* – много, *Osmunda cinnamomea* L., *Athyrium felix femine* Both., *Pteridium aquilinum* Kuhn., *lycopodium complanatum* L. и др. – единичны. Пыльца древесных представлена *Picea* (25%), *Pinus* (22%), *Betulaceae* (53 %). По мнению В. Ф. Морозовой, данные отложения сформировались в термоксеротическую фазу нижней половины среднечетвертичной эпохи.

В обнажении возле с. Новоильиновка, среднеоплейстоценовые пески с гравием и галькой в основании и редкими прослоями песчанистых алевритов с размывом залегают на алевритах нижнего неоплейстоцена. В верховьях р. Поди (левый приток р. Анюй) в песчано-галечниковых отложениях 20-метровой второй террасы обнаружены споры и пыльца, отражающие растительность лесного ольхово-березового типа с участием хвойных и широколиственных пород. Присутствие пыльцы такого древнего вида березы, как *Betula albosinensis* Burk., свидетельствует, по мнению И. Б. Мамоновой, о среднечетвертичном возрасте вмещающих их отложений. В более молодых осадках Дальнего Востока эти виды уже не встречаются [375].

Спорово-пыльцевой комплекс содержащийся в образцах, отобранных из аллювиальных отложений 12–15-метровой террасы р. Хуту, характеризует растительность периода максимального оледенения второй половины среднего неоплейстоцена. Пыльца представлена березой и ольхой, в том числе их кустарничковыми формами (95–96 %). Хвойные составляют не более 4–6 %. Среди травянистых и кустарничковых растений преобладает пыльца осок и вересковых. По заключению В. Ф. Морозовой, возраст этих отложений среднечетвертичный [209].

Озерно-аллювиальные отложения (IaII) слагают останцы 15–25-метровой террасы, расположенные в долине р. Амур (у сел Мариинское, Стар. Мариинск и у залива Перебоевка), по периферии Яйской и Кизинской озерно-речных впадин и вдоль северо-восточного склона Холанского горного массива, в бассейнах рек Саласу и Бол. Кадинская.

В разрезах этих террас наблюдается переслаивание серых глин, суглинков, песков (нередко косослоистых), реже галечников, характерное для отложений водоемов и озерно-речных систем с переменным гидродинамическим режимом. В прослоях глин часто в небольших количествах встречаются диатомовые водоросли *Eunonotia*, *Pinnularia*, *Neidium*, облик которых, по мнению Л. А. Струве, свидетельствует об озерно-аллювиальных условиях осадконакоп-

ления. Разрез отложений характеризуется невыдержанностью по простира-нию и наличием многочисленных внутренних размывов.

В колодце, пройденном на поверхности 20–25-метровой террасы р. Амур в с. Мариинском, вскрыт следующий разрез [11]: глины светло-серые, пла-стичные, тяжелые – 0,4 м; песок тонкозернистый, водонасыщенный (пывун) – 1,9 м; глина светло-серая, с прослоями красного суглинка, песка и мелкой гальки – 1,2 м; суглинок светло-серый, пластичный, слабопесчанистый – 2,0 м; песок мелкозернистый, неяснослоистый – 3,8 м; глины светло-серые, пла-стичные, с примесью разложившегося органического вещества, с прослоями красного слабопесчанистого суглинка и песка, с размывом залегают на под-стилающем слое – 1,0 м; глины, суглинки, пески косослоистые, с размывом залегающие на подстилающем слое – 2,2 м. Мощность разреза 12,5 м.

С приближением к эрозионному останцу коренных пород к которому по-лого прислоняется терраса, в разрезе заметно преобладают косослоистые пески с маломощными прослоями мелкой гальки, а в верхней части разреза залегают слой песков и суглинков, содержащих почти неокатанные обломки пород цоколя, ориентированные по слоистости. Образцы, отобранные с глу-бины 12,1 м, содержат сильно минерализованные пыльцу и споры, а в образ-цах с глубины 11,1 м найдены 4 вида пресноводных озерных диатомовых во-дорослей [11].

В северной части Удиль-Кизинской впадины озерно-аллювиальные отло-жения слагают длинную пологонаклонную террасу уровня 40–110 м в полосе шириной до 2,5 км и представлены глинами, суглинками с примесью песка, гальки гравия и редко валунов. В пробе из канавы установлена многочислен-ная пыльца древесной растительности умеренно теплой хвойно-широколиственной. Но, по заключению А. Р. Боковой, споро-пыльцевой комплекс не дает ясной характеристики и предполагаемый возраст отложе-ний – среднечетвертичный [300].

В пределах впадины среднечетвертичные отложения вскрыты скважиной в интервале 30,0–56,4 м. В верхах разреза (30,0–35,3 м) – пески с включениями гальки (до 30 %), переслаивающиеся с илами, в средней и нижней частях (35,3–56,4 м) их сменяют валунно-галечниковые и гравийно-галечниковые отложения с песчаным заполнителем. Мощность разреза по скважине состав-ляет 26,4 м.

В районе пос. Кизи в разрезе, изученном с помощью буровых скважин [383], отложения преимущественно глинистые с линзами галечника и супеси в средней части и редкой примесью гальки и валунов в верхних слоях. Мощ-ность отложений составила 18 м. Подобный разрез вскрыт скважинами в приустьевой части р. Силасу где преобладают плотные глины зеленовато-серого цвета, включающие прослой (1,3–2,0 м) глин с примесью песка, дре-свы и плохо окатанной гальки. В образцах из одной из скважин, по определе-нию В. Ф. Морозовой, споро-пыльцевые спектры характеризуют достаточно суровые климатические условия с лесотундровой растительностью, суще-ствовавшей в позднем отделе среднего плейстоцена [298].

В центральной горной части территории листа к среднечетвертичным озерно-аллювиальным условно отнесены рыхлые отложения, залегающие на наклонной террасовидной поверхности у впадения р. Каргани в р. Бута. Это

чередующиеся слои светло-серых, желтоватых глин, содержащих гальку и щебень, неотсортированных песков и гравийников. Их мощность несколько превышает 10 м. Судя по присутствию в пробах спикул губок и остатков диатомей, отложения имеют озерный или озерно-речной генезис [375].

По заключению В. Ф. Морозовой, определявшей споры и пыльцу 20–25 метровой террасы у с. Мариинского с глубины 12,1 м, следует, что в общем составе преобладает пыльца деревьев и кустарников – 56,5 % (*Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Larix* – 20 %; *Betula manshurica* Palh., *B.ermani* Chem. *B.alba*, *B. Exilis* Suk., *B. ovalifolia* Rupr., *Alnus*, *Alnaster* – 5 %, *Corylus*, *Quercus* – единичны), травы составляют 16,5 % (вересковые, злаки, осоки, разнотравье), споры – 27 % (сфагновые мхи – много, *Ophioglossaceae*, *Athyrium*, *Botrychium* – единичны). Это указывает на теплый и влажный климат (термогигротическая фаза). Учитывая высоту террасы, повышенную минерализацию пыльцы и присутствие пыльцы *Betula alba*, отмечающуюся лишь в нижних горизонтах четвертичной системы, возраст осадков можно датировать нижней половиной среднечетвертичной эпохи.

Спорово-пыльцевые спектры из скважины, пройденной в Удыль-Кизинской впадине, по данным В. Ф. Морозовой, П. Н. Соколовой и Г. В. Карташевой, характеризуются преобладанием пыльцы травянистых и кустарничковых растений, составляющих 50–70 % общего состава (*Artemisia* sp., *Chenopodiaceae*, *Gramineae*). Древесная группа бедна (*Betula*, *Alnus*, *Picea*, *Pinus* s/s *Haploxyton*, *Larix*). Среди спор – зеленые и сфагновые мхи, ксерофильные папоротникообразные (*Lycopodium alpenum*, *Selaginella sibirica*). Спектр спор и пыльцы указывает на сухие и холодные климатические условия эпохи осадконакопления, вызванные среднечетвертичным оледенением [11]. Озерно-аллювиальные отложения, слагающие 15–25-метровые террасы в бассейне р. Яй и в районе Холанского горного массива, по-видимому, одновозрастны с террасой района с. Мариинское.

Отложения среднего звена неоплейстоцена на Сахалине представлены морскими и аллювиальными генетическими типами.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я ($a^5\Pi$) представляют собой аккумулятивный чехол пятой надпойменной террасы высотой 30-50 метров в бассейнах рек Тымь, Поронай, Набилъ, Вази и верховьях реки Айнская. В составе чехла принимают участие суглинки с галькой и валунами, галечники, валуны. Мощность достигает 5 м. Споры и пыльца, по определению В. Ф. Морозовой и Л. А. Александровой представлены *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Alnus*, *Polypodiaceae*, и указывают на формирование осадков в среднем неоплейстоцене в условиях умеренно холодного климата [219].

М о р с к и е о т л о ж е н и я ($m\Pi$) вскрыты скважинами в Поронайской депрессии, где они залегают с размывом на озерно-аллювиальных и озерных отложениях нижнего – среднего звена. На дневную поверхность они не выходят. В Поронайской депрессии по данным А. Н. Александровой [219] их разрез снизу вверх представлен:

Глины серые, плотные, тонкослоистые – 5,6 м.

Суглинки темно-серые, плотные, тяжелые, обогащенные слабо разложившимися растительными остатками – 2,3 м.

Максимальная мощность этих отложений достигает 20 м.

Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о широком распространении на прибрежных террасах травянистой растительности из злаков, багульников, а также кедрово-березового редколесья с зелеными мхами. Описываемый растительный покров, по представлениям аналитиков В. Ф. Морозовой и А. Н. Александровой, указывает на значительное похолодание в период формирования отложений, что позволяет отнести их к эпохе среднечетвертично-го оледенения [219].

Возраст отложений принят по результатам спорово-пыльцевого анализа, морской генезис подтвержден данными диатомового анализа, проведенного Л. С. Струве.

На Охотоморском шельфе среднее звено неоплейстоцена сложено м о р - с к и м и о б р а з о в а н и я м и (mII). Отложения изучены по разрезам инженерно-геологических скважин Лунской (скв. Л-2, Л-11) и Южно-Лунской (скв. ЮЛ-12, ЮЛ-13) площадей [85, 141].

Среднее звено представлено морскими осадками (снизу вверх):

- пески и песчаные глины (m II₁₋₃, термохрон, миндель-рисс) вскрыты скважинами Л-2, Л-11, ЮЛ-12, ЮЛ-13 на Лунской и Южно-Лунской площадях, где они залегают на размытой поверхности отложений нижнего звена; мощность отложений до 6 м; в диатомовом комплексе определены *Actinocyclus ochotensis* var. *fossilis* Pushkar, *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus* (Temp. et Brun.), *Th. jouseae* Akiba, *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, преобладают умеренно-тепловодные и тепловодные виды, спорово-пыльцевой комплекс на 56-95% состоит из пыльцы древесных пород, можно полагать, что изменение климата этого времени шло от теплого и сухого (преобладание сосновых лесов) к более прохладному и влажному (развитие темнохвойной тайги); верхняя граница датирована U-U 280 ± 13,9 т.л.н., возрастным аналогом этих отложений в пределах Сахалина являются поронайская свита и отложения надеждинской террасы [85];

- пески, галечники, торфяники (m II₄, криохрон, нижний рисс), вскрыты скважинами Л-2, Л-11, ЮЛ-12 на Лунской и Южно-Лунской площадях, где они согласно залегают на отложениях 1-3 ступени среднего звена неоплейстоцена, мощность отложений до 4 м; диатомеи, среди которых преобладают сублиторальные холодноводные виды, представлены: *Actinocyclus ochotensis* var. *Fossilis* Pushkar, *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus* (Temp. et Brun.), *Th. jouseae* Akiba; спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием мелколиственных пород, среди спор преобладают споры *Polypodiaceae*, *Bryales* и *Shpagnum*, по структуре спорово-пыльцевых спектров и диатомеям эти отложения образовались в мелководных условиях при пониженной солености и температурах поверхностных вод на 10-12 ° ниже современных, эти отложения коррелируются с отложениями шмаковского горизонта Приморья и самаровского криохрона Сибири [Короткий, 1997]; верхняя граница датирована U-U 230 ± 10,9 т.л.н.;

- пески и глинистые пески (m II₅, термохрон, средний рисс) выделены в скважинах Л-2, Л-11 на Лунской площади, где они согласно залегают на отложениях 4 ступени среднего звена неоплейстоцена; мощность отложений до 28 м; диатомеи представлены *Thalassiosira nidulus* var. *nidulus* (Temp. et Brun.), *Th. gravida* var. *fossilis* Jouse, *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg, *Dip-*

loneis suborbicularis (Gregory) Cleve, среди которых тепловодные формы составляют около 40%, во всех скважинах, где вскрыты эти отложения фиксируется пачка с холодноводной флорой, что свидетельствует о неустойчивости климата [85]; верхняя граница датирована U-U 203 ± 5 т.л.н. [431];

- пески с гравием и галькой (m П₆, криохрон, верхний ресс) вскрыты скважинами Л-2 и Л-11 на Лунской площади, где они согласно залегают на отложениях 5 ступени среднего звена неоплейстоцена, мощность отложений до 2 м; отложения 6 ступени представлены песками средне- и крупнозернистыми с гравием и галькой, пески полимиктовые, с диатомеями *Thalassiosira gravida* var. *fossilis* Jouse, *Th. gravida* Cleve, *Th. kryophila* (Grunow) Jørgensen, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, основу комплекса образуют холоднолюбивые литоральные виды; возраст датируется U-U 125 ± 7,1 т.л.н. и 138 ± 7,2 т.л.н. [85].

Отложения среднего звена неоплейстоцена формировались во время двух теплых (m П₁₋₃, m П₅) и двух холодных климатохронов (m П₄, m П₆).

Морские отложения (m³П) имеют ограниченное распространение на площади листа. Они слагают аккумулятивный чехол пятой морской террасы высотой 80-120 м, фрагменты которой сохранились на побережье Охотского моря вблизи бывшего пос. Пограничное. В разрезе образований морских террас принимают участие валунники, галечники с песком и гравием. Мощность до 5 м [365]. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются крайней бедностью. В небольшом количестве встречается пыльца пихты, березы, сосны, ели, ольхи, лещины, а также осоковых, полыни, вересковых и споры папоротников и мхов. Анализ спорово-пыльцевых спектров позволяет говорить о существовании в начале среднего неоплейстоцена темнохвойной пихтово-еловой тайги с примесью широколиственных пород, произрастание которых по представлению аналитика Л.А. Александровой происходило в умеренно холодном климате.

Образования среднего звена на акватории показаны только на схемах корреляции и соотношений.

На акватории Татарского пролива среднее звено неоплейстоцена представлено песчано-алевритовой толщей (mПра) морского генезиса (алевриты, пески, галечники). Отложения песчано-алевритовой толщи изучены на площади проведения ГСШ-200 [431], где они первоначально были отнесены к верхней части тунгусской толщи, возраст которой позднее был определен Н. Н. Кузьминой, как среднеоплейстоценовый [91]. Песчано-алевритовая толща трансгрессивно залегают на отложениях тунгусской толщи, отделяясь от нее на сейсморазрезах интенсивной опорной отражающей границей, толща выклинивается на разных глубинах по направлению к берегу, ее внутреннее строение довольно сложное и позволяет предположить, что формирование толщи происходило в условиях трансгрессии Японского моря [431].

Сложена толща алевритами, песками и галечниками с примесью раковинного детрита [431]. Аутигенные минералы разнообразны: в нижней части слоя отмечается большое количество сульфидов в ассоциации с рассеянным органическим веществом; в верхней - аутигенное минералообразование представлено сидеритом. Мощность отложений песчано-алевритовой толщи – до 10,5 м [91].

Диатомовый комплекс характеризуется присутствием, главным образом, переотложенных неогеновых видов, однако, в скважине С-11 среди диатомей обнаружена *Rhizosolenia curvirostris* Jouse, которая маркирует верхнюю границу среднего плейстоцена. В спорово-пыльцевом комплексе доминирует *Betula sect. Fruticosae*, отмечаются *Alnaster*, *Betula sect. Nanae* и *Larix*, во всех спектрах много спор *Sphagnum* и *Bryales*, а из трав *Cyperaceae*. Климат, очевидно, был несколько холоднее и влажнее современного. Возраст толщи – среднеплейстоценовый, этому этапу осадконакопления на шельфе, возможно, соответствует 15-17 морская терраса, прослеженная к югу от м.Сюркум [431, 91].

Неоплейстоцен. Нижнее-среднее звено. Зафиксированы только на Сахалине. Озерно-аллювиальные и озерные отложения (Ia, II-II) выделены также по материалам скважин в Поронайской депрессии. На дневную поверхность они не выходят и показаны только на схеме соотношений. Эти генетические типы представлены глинами и суглинками, содержащими прослой песков и галечников. А.Н. Александрова [219] приводит следующий их разрез, вскрытый буровой скважиной, пробуренной в г. Поронайске на глубине 62,0-92,6м (снизу вверх):

Пески серые, среднезернистые с редким гравием – 7, 6 м

Суглинки темно-серые, тяжелые, плотные, слюдястые с растительными и древесными остатками, с прослоем песка – 7,5 м

Суглинки темно-серые, плотные, тонкослоистые, с прослоями супесей зеленовато-серого цвета, обогащенных растительными остатками – 9,5 м

Пески серые, мелкозернистые – 3,5 м

Максимальная мощность достигает 40 м. Возраст определен по спорово-пыльцевым спектрам, в которых преобладают представители темнохвойной тайги из *Abies*, *Picea* с примесью широколиственных пород *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Juglens Fagus*, участие которых значительно сократилось по сравнению с нижним звеном неоплейстоцена (аналитики Л.С. Короткевич, Л.Н. Александрова). Все это позволяет считать, что формирование этих отложений происходило в условиях умеренного климата межледниковья. Генезис определен на основании нахождения диатомовых водорослей пресноводного, озерного и аллювиального типа, определенных И.А. Кукуевой.

Верхнее звено имеет развитие на всей площади листа. В пределах материковой суши представлено нерасчлененными отложениями различного генезиса – аллювиальными (aIII), озерно-аллювиальными (IaIII), озерными (III), морскими (mIII) и ледниковыми (gIII).

Аллювиальные отложения (aIII) достаточно широко развиты на всех крупных и средних реках района, в долине р. Амур и локально – в Удиль-Кизинской впадине. Они слагают чехлы эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивные террасы высотой от 5 до 15 м. Террасы хорошо выражены, имеют ровную субгоризонтальную поверхность. Отложения достаточно изучены в естественных обнажениях, с помощью линий буровых скважин и горными выработками. Состав аллювия этих террас в долине Амура и на горных реках резко различается. В долине Амура в аллювии 10–15 метровых террас преобладают суглинистые и песчаные отложения с линзами галечников и глин, характеризующиеся резким непостоянством и невыдержанностью со-

става по простиранию. Характерное строение 10–15-метровой террасы возле с. Софийск следующее [1]: суглинки желтовато-оранжевого, желтого и светло-серого цвета, плотные, с заметной горизонтальной слоистостью, с редкой галькой сильно выветрелых эффузивов среднего состава – 1,5 м; песок коричневатого-серого цвета, грубозернистый – 0,2 м; галечник, сцементированный буровато-коричневым грубозернистым песком с примесью суглинков. Галька сильно выветрелая и ожезненная, размером 1-2 см и более, представлена средними эффузивами – 3,5 м; суглинки, обогащенные песчаным материалом и редкой галькой. Слои суглинков залегают горизонтально и отличаются друг от друга по окраске (светло-желтовато-бурые, буровато-коричневые, светло-серые) – 0,5 м; суглинки светло-коричневатого-серого цвета с примесью редкой мелкой плохо окатанной гальки, представленной сильно выветрелыми эффузивами среднего состава – 0,3 м. Всего по разрезу 6,0 м.

Западнее оз. Больбинское в разрезе 10–15-метровой террасы галечники практически отсутствуют. Здесь преимущественно развиты желтовато-серые пески, местами содержащие прослой буровато-желтых ожезненных песков. [Абрамсон, 1959 г.]. В карьере на руч. Дальний (ниже с. Нижнетамбовское) и у с. Сухановка разрезы мощностью 12,0 м представлены только разнозернистыми косослоистыми песками с прослоями супеси и глинистых алевритов (0,5-3,0 м) содержащих обугленные растительные остатки. В составе песчаной фракции - кварц, полевые шпаты, обломки кремней, гранитов, эффузивов. В алевритовых прослоях встречается щебенка эффузивных пород и ожезненных песчаников. Глинистые минералы представлены монтмориллонитом [249, 226].

На Киселевском пережиме верхнеплейстоценовые отложения встречаются фрагментарно и образуют обычно цокольные террасы высотой 12–15 м, сложенные в нижней части галечниками, а в верхней – глинистыми алевритами [226].

Состав отложений верхнего звена террас рек – притоков р. Амур в их нижнем течении достаточно однообразен и подобен составу аллювиальных террас долины р. Амур. Они представлены в основном песками, галечниками, гравийниками, реже валунами, глинами и суглинками. По своему типу это, в основном, вложенные террасы и их отложения залегают на рыхлых отложениях разного возраста, реже на коренных породах. Разрезы изученные с помощью буровых скважин в приустьевых частях долин рек Бешеной, Саласу, Утондя и др. практически однотипны. Нижняя часть (13 м) террасы в долине р.Бешеной сложена гравийно-галечным материалом с глинисто-песчаным заполнителем – гравий и галька различной размерности и разной степени окатанности. Верхняя часть (2 м) разреза существенно глинистая с незначительной примесью песчано-галечного материала. Максимальная мощность аллювия составила 15 м. Залегают отложения на палинологически охарактеризованных отложениях миоцен-олигоценного возраста и сильно выветрелых андезитах больбинской свиты [298]. Такой же примерно состав имеют террасы в бассейнах нижних течений рек Пильда, Лимури, Тумнин, Ботчи.

В горной части района состав отложений террас верхнечетвертичного звена более грубый, преобладает валунно-галечниковый материал с песчаным

заполнителем. В расчистке 14-метрового уступа надпойменной террасы р.Пильда в ее верхнем течении наблюдался следующий разрез от уреза воды [298]: галечник с песчаным заполнителем (галька мелких и средних размеров средней и хорошей окатанности составляет 50–60 %, валуны не более 5 %; состав их: песчаники, алевролиты, роговики, реже граниты, гранодиориты, кварц) – 1,8 м; ил глинистый черный с сероватым оттенком и пятнами ожелезнения по всему интервалу, в нижней части слоя обильные включения гальки и разрушенного до дресвы галечного материала –1,4 м; галечник с гравийно-песчаным заполнителем (галька преимущественно мелких и средних размеров средней и хорошей окатанности, представленная песчаниками, алевролитами, роговиками, кварцем, гранодиоритами) – 0,8 м; суглинок желтовато-бурый с включениями гравия и мелкой гальки и песчаными прослойками – 0,8 м; галечник с суглинистым желтовато-бурым заполнителем (содержание грубообломочного материала 50–70 %) – 1,0 м; валунно-галечный материал с суглинисто-песчаным заполнителем (галька средних и крупных размеров плохой и средней окатанности; в составе грубообломочного материала преобладают алевролиты, песчаники, роговики, реже кварц и гранодиориты; в интервале 5,0–5,5 м прослой разнозернистого песка с включением гальки) – 7,2 м; галечник с бурым суглинистым заполнителем (галька средних и мелких размеров средней окатанности) – 0,8 м. Всего по разрезу 13,8 м.

На реках Аной, Коппи, Ботчи и др. в центральной и южной частях территории верхнечетвертичные отложения слагают чехлы цокольных и скульптурно-аккумулятивные террасы высотой до 15 м. В составе преобладает плохо сортированный валунно-галечный материал с линзами песка, гравия, суглинка, редко глин. Мощность аллювия составляет чаще 1–8 м и не более 10–12 м. В тыловых частях этих террас, переходящих в пологие склоны, аллювиальные отложения имеют примесь щебнистого делювиального материала, приуроченного, как правило, к низам разрезов.

Возраст песков, галечников и суглинков, слагающих надпойменные террасы первого уровня долины р. Амур, определяется по спорам и пыльце растений, обнаруженных в суглинках у сел.Софийск: *Filicales*, *Betula*, *Ulmus*, *Acer*, *Artemisia*, *Rubiaceae*, *Polipodiaceae*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Selagenella*, *Alnus*, *Corylus*, *Salix*, *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Ericaceae*, *Leguminosae*, *Caryophylloceae*. Принимая во внимание отсутствие в данных спорово-пыльцевых комплексах реликтов теплолюбивой третичной растительности, а также отсутствие хвойных (широко распространенных в настоящее время). В.В.Нукзарова и А.А.Ильинова определяют возраст вмещающих осадков, как, возможно, средне-верхне четвертичный [1].

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений террасы р. Амур у пос.Булава свидетельствуют о разновозрастности верхней и нижней частей разреза. Так, в спектре с глубины 7 м, по заключению В. Ф. Морозовой, преобладает пыльца *Abies*, *Picea*, *Betula*, *Quercus*, *Corylus*, *Juglans* и споры *Ophyoglossaceae*, *Cryptogramma acrostichoides* R. Br., *Osmunda cinnamomea* L., *Athyrium*, свидетельствующие о теплом влажном климате (термогигротическая фаза), В образцах с глубины 4,5–5,0 м в спектре резко преобладает пыльца *Alnaster* 59 %, *Betula ovalifolia* Rupr., *B. exilis* Suk., характеризующие растительность близкую современной тундровой [11].

В отложениях террас горной части района спорово-пыльцевые комплексы характеризуют условия верхнеолейстоценового похолодания, и обнаруживаются практически во всех исследованных аллювиальных образованиях. С верхнеолейстоценовым аллювием связаны россыпи золота и месторождения керамзитовых глин.

Озерно-аллювиальные отложения (IaIII) среди отложений этой возрастной группы пользуются самым широким распространением в основном в Удыль-Кизинской впадине, в бассейнах рек Бешеная, Яй, Кади, Бол. и Мал. Табо, Псю, в верхнем течении р. Бол.Сонах. Представлены они суглинками и глинами, илами, в меньшей степени песками, галечниками и гравием. Их разрезы, за исключением образований, выполняющих Удыль-Кизинскую впадину, характеризуются резким непостоянством и невыдержанностью литологического состава пород по латерали. Наиболее полно разрез озерно-аллювиальных отложений изучен в обрывах 15–20-метровых террас вдоль берегов о. Кизи и р. Амур, в районе поселков Рейд и Стар. Мариинское. Здесь наиболее четко проявляется их характерная черта – быстрая изменчивость по простиранию и по разрезу. Так, в разрезе 15–20-метровой террасы р. Амур, на участке от Рейда до Старого Мариинска, преобладают серые слабopесчанистые глины с редкими прослоями суглинков и иловатых песков. Глины здесь содержат большое количество обломков древесного угля – свидетельство древних лесных пожаров. По мере приближения к с. Стар. Мариинское, где цоколь сложен выветрелыми вулканитами больбинской свиты, происходит уменьшение мощности, выклинивание глинистых отложений и начинают преобладать тонко- и мелкозернистые косослоистые слабоглинистые пески с маломощными прослоями серых глин и мелкой гальки. В них также встречаются обломки древесного угля. К востоку от Стар. Мариинского в интервале 1–1,5 км терраса сложена слоистыми, местами косослоистыми слабоглинистыми песками, которые в дальнейшем снова замещаются глинами. [11].

У пос. Кизи в береговом обрыве 12-метровой террасы обнажаются [11]: глины темно-серые, слоистые, переслаивающиеся с рыжевато-бурыми железистыми глинами, содержащими хорошо окатанную гальку андезитов и базальтов в количестве от 20 до 50 % объема породы – 2,7 м; галька и валуны базальтов идеально окатанные, ориентированы по слоистости, слабо сцементированы железистым алевритом, с редкими маломощными прослоями тонкослоистых глин, над которыми галечники крепко цементированы гидроокислами железа и превращены в конгломераты с лимонитовым цементом – 2,75 м; глины темно-серые и бурые, плотные, вязкие, с хорошо окатанной галькой базальтов размером от 2 до 7 см – 1,2 м; глины ярко-оранжевые, охристые, плотные, пластичные – 0,28 м; глины серые, плотные, вязкие с большим количеством обломков панцирей диатомовых водорослей *Eunotia*, *Pinnularia*, *Neidium* переслаивающиеся с серыми слоистыми суглинками – 1,5 м. Мощность разреза 8,43 м.

В западной краевой части Удыль-Кизинской впадины развиты пески и глины с примесью мелкой гальки и песка, перекрытые щебнисто-суглинистым материалом делювиальных шлейфов, общей мощностью 6,5 м. Разрез отложений аллювиальной равнины в междуречье Пильда–Дидбиран

следующий [Абрамсон, 1959 г.]: галечник, состоящий из валунов, гальки и гравия с примесью грубозернистого песка – 0,3 м; песок светло-коричневого цвета, мелкозернистый, глинистый, местами с примесью гальки – 0,3 м; суглинок светло-коричневого цвета, плотный, комковатый – 0,1 м; песок серовато-бурый, мелкозернистый, с примесью мелкой гальки, по простиранию переходящий в галечник – 0,8 м; суглинок светло-коричневого цвета, плотный комковатый – 0,1 м; песок светло-коричневого цвета, мелкозернистый, глинистый, местами с примесью гальки – 0,4 м. Мощность разреза 2,0 м.

В центральной части Удиль-Кизинской впадины верхнечетвертичные отложения последовательно наращивают среднечетвертичные и представлены переслаиванием глин, суглинков и торфов мощностью до 10 м [1]. В районе оз. Удиль верхнечетвертичные отложения также последовательно наращивают разрез среднечетвертичных. Они вскрыты на интервалах глубин от 10,4 до 30,0 м и представлены пачкой переслаивающихся песков и глин (возможно, илов) [11]. По данным бурения скважин в долине р. Яй, мощность верхне-неоплейстоценовых озерно-аллювиальных отложений, представленных серыми илами и иловатыми песками, составляет около 20 м [298].

Возраст рассмотренных образований определяется тем, что они залегают стратиграфически выше отложений среднего отдела четвертичной системы, охарактеризованных спорово-пыльцевым спектром, и, в свою очередь, содержат пыльцу и споры: *Picea*, *Pinus* подрода *Haploxyton*, *Larix*, *Cyperaceae*, *Ericaceae*, *Blimoniaceae*, *Caryophyllaceae*, *Epilobium*, *Sphagnum* и *Polypodiaceae*, которые, по мнению В. В. Нукзаровой и А. А. Ильиной, могут быть отнесены к верхнему отделу неоплейстоцена [Абрамсон, 1959 г.]. Спорово-пыльцевые спектры из озерно-аллювиальных отложений, собранные из разрезов в районах поселков Веселый, Чильба, и в районе мыса Каменистый, по мнению В. Ф. Морозовой, характеризуют тундровую и лесотундровую растительность периода максимального похолодания верхнего неоплейстоцена [383]. С отложениями связаны проявления торфа.

О з е р н ы е о т л о ж е н и я (III) слагают террасы оз. Кизи высотой 5–8 м, простирающиеся вдоль северного и южного берегов озера. В восточном направлении они фациально замещаются озерно-аллювиальными отложениями. Осадки здесь повсеместно представлены буровато-серыми пластичными глинами и редкими маломощными прослоями иловатых песков. Спорово-пыльцевые спектры из озерно-аллювиальных отложений в районе поселков Веселый, Чильба, Кизи, Стар. Мариинск и из озерных отложений оз. Кизи в районе мыса Каменистого, характеризуют тундровую и лесотундровую растительность эпохи максимального похолодания. По мнению В. Ф. Морозовой, некоторое сомнение вызывает лишь отнесение к верхам позднечетвертичной эпохи отложений 10–12-метровой террасы у пос. Кизи, поскольку споро-пыльцевые спектры средне- и позднечетвертичных эпох похолодания близки между собой [11].

Л е д н и к о в ы е о т л о ж е н и я (gIII) распространены локально в пределах Тардоки-Янинского высокогорного массива и представлены глыбами гранитов, несущими следы ледниковой обработки – штрихи и борозды, щебнем и совершенно неотсортированным песчано-галечниковым материалом. Они слагают донную морену и многочисленные конечные и боковые

моренные валы. Судя по высоте моренных холмов и величине вреза русел, их мощность превышает 10–15 м и, возможно, достигает 50–60 м. Свежесть ледниковых форм позволяет всем исследователям говорить о позднечетвертичном возрасте горно-долинного оледенения на Северном Сихотэ-Алине. Вместе с тем, Г. С. Ганешин, Л. Н. Серебряков [455] и другие геологи допускают наличие здесь и более древних, среднечетвертичных морен [375].

Морские отложения (mIII) распространены ограниченно, в основном в бухтах на севере, а на юге от бухты Иннокентия по побережью Татарского пролива и Охотоморском шельфе. В бухтах они залегают на предположительно среднечетвертичных илах и представлены горизонтом валунов или галечников с гравием и песком, замещааясь по направлению к берегам щебнисто-глыбовыми отложениями с гравием, песком и суглинком. Общая мощность верхнечетвертичных отложений вблизи берегов достигает нескольких метров, а в средних частях бухт они иногда выклиниваются [143].

Отложения на берегах бухты Старка вскрыты с помощью зондировочных скважин до глубины 6–7 м. Они представлены в верхней части (до 1 м) разреза тяжелыми супесями светло серого цвета с примесью до 40 % гравия и гальки. Иногда этот галечный слой выклинивается. Ниже залегают глины пестроцветные, пластичные, иногда оторфованные с разложившимися растительными остатками. Местами глины сменяются илами. Мощность этого слоя 5–6 м [23]. Вероятно, по генезису это отложения морской лагуны.

Возможно, такой же возраст имеют морские отложения, слагающие аккумулятивную террасу длиной 50 м и шириной до 20 м, расположенную в 1,5 км к югу от мыса Гыджу. Здесь на цоколе высотой 10–12 м, сложенном андезитами самаргинской свиты, залегают хорошо окатанные валуны до 0,4 м в поперечнике с галькой, гравием и песком. Общая мощность этих отложений около 1 м [143]

От бухты Иннокентия и южнее морские отложения образуют прибрежные террасы высотой 8–30 м вдоль побережья Татарского пролива. Они сложены галечниками с включениями гравия, валунов и линзами песков и суглинков.

Возраст морских террас определяется по относительному превышению их над современными отложениями, так как спор и пыльцы в них не обнаружено. Что касается лагунных отложений, то в долине р. Псю в 5 км выше устья на глубине 6 м была обнаружена морская верхнечетвертичная фауна *Macoma balthica* L., *Corbula amurensis* Schrench (определение О. М. Петрова, 1963 г.), и палинологические сборы в скважинах из бухты Старка датируют возраст отложений как верхнечетвертичный [23].

Отложения верхнего звена неоплейстоцена на Охотоморском шельфе представлены морскими осадками (m III), которые изучены по разрезам инженерно-геологических скважин Луньской (скв. Л-2, Л-11) и Южно-Луньской (скв. ЮЛ-12, ЮЛ-13) площадей [85, 141].

Разрез верхнего звена неоплейстоцена имеет следующее строение (снизу вверх):

- алевриты, глинистые пески с прослоями мелкозернистых песков (m III₁, термохрон, росс-вюрм) вскрыты скважинами Л-2, Л-10, Л-11 ЮЛ-12, ЮЛ-13, где они залегают на размытой поверхности отложений среднего звена не-

оплейстоцена, выклиниваясь на антиклинальных структурах; мощность отложений до 30 м; для них характерно большое разнообразие видов диатомей (187 таксонов); осадки содержат только один вымерший вид - *Proboscia curvirostris*, что позволяет отнести их к одноименной зоне (0,13-0,075 млн лет); для этих осадков характерны такие индикаторы потепления, как *Azpeitia nodulifera* (Schmidt) Fryxell et Sims, *Thalassiosira lineate* Jousé, *Nitzschia marina* Grunow, *Cocconeis californica* Grunow, *Diploneis crabro* (Ehrenberg) Ehrenberg, *Navicula marina* Ralfs; отмечается присутствие умеренно-тепловодных створок *Lyrella Iyra*, *Cocconeis californica*, *Diploneis crabro*, *D. Suborbicularis*; в СПК преобладает пыльца темно-хвойных (до 47 %) при умеренном содержании широколиственных, что позволяет определить климат как более теплый, чем современный и отнести образование осадков к трансгрессивному этапу осадконакопления; возраст отложений Tr-U $91,4 \pm 0,49 - 110 \pm 0,67$ тыс л.;

- пески различной зернистости (m III₂, криохрон, нижний вюрм), вскрытые инженерно-геологическими скважинами Л-2, Л-10, ЮЛ-12, ЮЛ-13 согласно перекрывают осадки первой ступени верхнего звена неоплейстоцена, мощность отложений - до 20 м; диатомеи представлены сублиторальными холодноводными видами *Thalassiosira grvida* Cleve, *Bacterosira fragilis* (Gran) Gran, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Diploneis smithii* (Brébisson) Cleve, *D. interrupta* (Kütz.) Cleve, *Trachyneis aspera* (Ehrenberg) Cleve; среди фораминифер доминируют *Retroelphidium grudinae*, *Buccella frigida* и *B.limpida*; комплексы диатомей и фораминифер соответствуют условиям мелководного шельфа с глубинами около 20 м и пониженной соленостью; в СПК главенствует пыльца мелколиственных пород, среди трав преобладает пыльца *Syperaceae*, споры представлены в основном *Pyloporiaceae*, *Bryales* и *Sphagnum*; СПК отражает ярковыраженное похолодание; возраст отложений Tr-U $55,4 \pm 2,7 - 59 \pm 2,0$ тыс л.;

- пески мелко- и среднезернистые, пески глинистые и глины (m III₃, термохрон, средний вюрм) вскрыты скважинами Л-2, Л-10, Л-11, ЮЛ-12, ЮЛ-13 на Лунской и Южно-Лунской площадях, где согласно перекрывают подстилающие осадки, мощность отложений - до 20 м; осадки содержат диатомеи *Coscinodiscus marginatus* Ehrenberg *C. curvatulus* Grunow, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg, *Coscinodiscus asteromphalus* Ehrenberg, *Scoliopleura tumida* (Breb.), характерной особенностью комплекса является присутствие планктонных тепловодных видов; диатомовый комплекс сходен с современными ассоциациями шельфа Восточного Сахалина и отражает климатические условия, близкие к современным (климатические условия были несколько теплее и суше современных); среди фораминифер доминируют бореальные и арктобореальные виды *Retroelphidium subgranulosum* и *Criboelphidium granatum*, что позволяет предполагать возможность резких сезонных изменений климата и замерзание прибрежных вод шельфа в зимний период; спорово-пыльцевые спектры содержат пыльцу хвойных и широколиственных; кровля горизонта имеет возраст Tr-U $23,8 \pm 0,7$ тыс л.;

- пески, пески глинистые с галькой и гравием (m III₄, криохрон, верхний вюрм) вскрыты скважинами Л-2, Л-10, Л-11, ЮЛ-12, ЮЛ-13 (Лунская и Южно-Лунская площади), согласно перекрывают подстилающие осадки, мощ-

ность отложений - до 15 м; для этих осадков характерно обеднение состава диатомовых и фораминиферовых комплексов, характеризующихся холодно-водными видами; среди диатомей доминируют *Thalassiosira gravida* Cleve, *Th. kryophila* (Grunow) Jorgensen, *Th. hyaline* (Grunow), *Bacterosira fragilis* (Gran) Gran, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Diploneis smithii* (Brébisson) Cleve, *Cocconeis scutellum* Ehrenberg, *Navicula glacialis*; в комплексе фораминифер преобладают *Buccella frigida*, *B. Limpida*, *B. Inusitata*, *B. Troitzkyi*, *Elphidium advenium depressulum*; в палиноспектрах отражена исключительно пыльца мелколиственных пород, следует отметить обилие спор рода *Chaetoceros*, являющихся индикатором холодного климата и наличия длительного ледяного покрова [85, 141]. С отложениями связаны прибрежные россыпи титана.

Отложения верхнего звена неоплейстоцена формировались во время двух теплых (m III бЧ и m III ак толщи - на акватории Татарского пролива и отложения m III₁ m III₃ - в пределах Охотоморского шельфа) и двух холодных климатохронов (la III бп, am III md толщи - на акватории Татарского пролива и отложения m III₂ m III₄ - Охотоморском шельфе).

Отложения верхнего звена неоплейстоцена на Сахалине представлены гляциальными, морскими и аллювиальными генетическими типами.

Гляциальные отложения (gIII) выделены в Восточно-Сахалинских горах, в окрестностях горы Лопатина, на северных склонах которой в верховьях р. Чамгу днище цирка и небольшой трог слагают валунные суглинки с примесью глыб и щебня. Мощность отложений достигает 20 м. Возраст определен по их свежести и хорошей выраженности в рельефе [81].

Морские отложения (m³⁻⁴III) слагают аккумулятивный чехол третьей морской террасы высотой 25-40 метров и четвертой террасы высотой 60-80 м. Наиболее широко они развиты на побережье Татарского пролива от мыса Трамбауз до северной рамки листа, в окрестностях г. Шахтерска, а также на побережье Охотского моря от р. Нампи до Набильского залива. В строении чехла террас принимают участие пески, галечники, гравийники, реж глины. Мощность отложений третьей террасы достигает 10 м, четвертой - 15 м. Спорово-пыльцевой спектр характеризует условия существования темнохвойной тайги из *Abies*, *Picea* и широколиственных пород из *Corylus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Quercus*, *Juglans* (определение Л.А. Александровой) свидетельствует о теплых межледниковых климатических условиях. Возраст определен на основании спорово-пыльцевого анализа [219].

Аллювиальные отложения (a³⁻⁴III) развиты в бассейне р. Поронай и в верховьях р. Тымь, где они слагают аккумулятивный чехол третьей надпойменной террасы высотой 10-20 м, представленного валунно-галечным и гравийно-мелкогалечным материалом, содержащим линзы песка. Мощность их достигает 10 м. К ним же отнесены отложения чехла четвертой надпойменной террасы, высотой 25-30 м, сложенного суглинками, глинами с гравием, мелкой галькой, дресвой и галечниками, мощность которых достигает 30 м. Спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о существовании в эпоху формирования этих отложения теплолюбивой елово-пихтовой тайги с примесью широколиственных пород: *Corulus*, *Ulmus*, *Carpibus* (определение В.Ф. Морозовой и Л.А. Александровой), позволяющих отнести описываемые

отложения к межледниковой эпохе. Возраст отложений, определенный по результатам спорово-пыльцевого анализа, поздний неоплейстоцен [219].

На акватории верхнее звено присутствует только на схемах корреляции и соотношений.

Верхнее звено неоплейстоцена на акватории Татарского пролива представлено 4 толщами (снизу вверх): бычинской, боэнской, ауканской и меднинской. Две последние в центральной части пролива фациально замещаются сюркумской толщей [431, 445, 164].

Бычинская толща (mШвс) сложена морскими отложениями (пески, пелиты, алевриты). Отложения бычинской толщи изучены на площади проведения ГСШ-200 [431], где они распространены практически по всей площади картирования к востоку от изобаты 70 м. Вскрытая мощность толщи 5-10 м, мощность по геофизическим данным – до 100-130 м в южной части площади. Бычинская толща несогласно перекрывает все более древние отложения. Скважинами в составе бычинской толщи вскрыты морские осадки различного литологического состава: пески серые, с примесью гравия и алеврита, содержат детрит раковин, пески несортированные; пелиты голубовато-серые, с примесью алеврита и песка, содержат раковинный детрит, тугопластичные; алевриты серые, с примесью песка, гравия и пелита, содержат раковинный детрит. В тяжелой фракции доминируют ильменит, магнетит и циркон.

Комплекс диатомей осадков бычинской толщи представлен нерическими и литоральными видами: *Paralia sulcata*, *Thalassiosira gravida* и др., есть переотложенные пресноводные и морские неогеновые виды, очевидно, *Thalassiosira gravida* также является переотложенной, поскольку зона *Thalassiosira gravida* имеет возрастной диапазон 0,19-0,13 млн лет [141].

Спорово-пыльцевой комплекс (древесная группа представлена *Abies*, *Picea*, *Pinus sect. Cembra*, *P. sect. Eupitusa*, *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Aralia*; из трав преобладают осоки и полыни, а споры представлены, в основном, сфагнумом) соответствует теплым и влажным климатическим условиям. Формирование бычинской толщи началось во время первой трансгрессии позднеплейстоцен-голоценового этапа развития шельфа дальневосточного региона (казанцевская трансгрессия). Абсолютный возраст этих отложений ТЛ $128 \pm 0,32 - 109,0 \pm 0,27$ тыс л. н. [91].

Боэнская толща (laШbn) сложена озерно-аллювиальными континентальными отложениями (галечники, пески с гравием, алевриты, алевропелиты, пелиты). Отложения толщи изучены на площади проведения ГСШ-200 [431], где они прослеживаются от изобаты 75 м на восток. Вскрытая скважинами мощность толщи – 14,8 м, по геофизическим данным максимальная мощность достигает 70-75 м у восточной границы площади картирования. Боэнская толща несогласно залегает на размытой поверхности отложений бычинской толщи и несогласно перекрывается более молодыми образованиями. По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) внутри толщи выделяется несколько эрозионных уровней.

Боэнская толща сложена осадками различного литологического состава: гравийно-галечные осадки темно-серые, коричневые, с примесью песка, галька представлена средними эффузивами и их туфами; пески светло-серые, с

примесью гравия и алеврита, часто глинистые; глины темно-серые, песчаные, с примесью гравия, пластичные. Тяжелая фракция представлена ильменитом, цирконом, магнетитом и гематитом.

Диатомовая флора бедная, по заключению Царько Е.И и Пушкаря В.С. [431], преобладают пресноводные виды родов *Eunotia* и *Pinnularia*; спорово-пыльцевой комплекс представлен *Betula exilis* Sukacz., *B. middendorffii* Trautv. et Mey., *B. sect. Nanae*, *B. alba* (Linn.), *Alnaster*; *Sphagnum*, *Bryales*, *Lycopodium*; *Larix*, *Picea*, *Cyperaceae*. Осадконакопление происходило во время регрессии моря в условиях холодного климата. По времени формирования боэнская толща сопоставляется с древнепетровской толщей Южно-Приморского шельфа. Возраст толщи $^{14}\text{C} > 42,0$ тыс л. н. [431, 445].

Ауканская толща (amIIIak) представлена аллювиально-морскими отложениями (галечники, пески, алевриты, алевропелиты, пелиты), изученными на площади проведения ГСШ-200 [431], они распространены практически на всей площади съемки, за исключением ее восточной части, где фациально замещаются осадками нижней части сюркумской толщи. Выходы образований ауканской толщи откартированы на поверхности морского дна на глубинах от 10 до 90 м. Мощность толщи по данным НСП, как правило, не превышает 15 м, за исключением северо-восточной части площади, здесь отложения ауканской толщи достигают мощности 65 м.

Ауканская толща несогласно залегает на размытой поверхности нижележащих отложений. Эти отложения формировались в прибрежной и внешней зонах шельфа, в средней они размыты во время последней трансгрессии.

Литологический состав отложений ауканской толщи довольно сложный: галечники темно- и голубовато-серые, с примесью гравийного и песчаного материала, галька представлена эффузивами; пески темно-серые, с примесью алеврита и раковинного детрита; алевриты и пелиты зеленовато-серые, часто с примесью песчаного материала.

В составе диатомовой флоры преобладают морские формы (заключение Пушкаря В.С., Гребенниковой Т.Н.), представленные сублиторальными видами. В споро-пыльцевом комплексе доминируют *Almus*, *Alnaster*, в меньших количествах присутствуют *Betula*, *Larix*, *Sphagnum*, *Bryales*, *Lycopodium*, *Cyperaceae*, *Gramineae*. Возраст отложений ^{14}C $34,4 \pm 1,2$; $34,1 \pm 1,0$ т.л.н. Ауканская толща образовалась во время Приморской трансгрессии, которая в Татарском проливе развивалась непрерывно [431,445,164].

Меднинская толща (amIIImd) сложена аллювиально-морскими отложениями (галечники, пески, алевритов), которые изучены на площади проведения ГСШ-200 [431], где они закартированы на морском дне полосой шириной от 7 до 10 км, протягивающейся в меридианальном направлении в пределах изобат 100-130 м. Осадки меднинской толщи несогласно залегают на отложениях ауканской и реже - боэнской толщи, перекрываются осадками татарской толщи, а на востоке площади, в центральной части пролива, фациально замещаются отложениями сюркумской толщи. Мощность меднинской толщи – до 15 м (по данным НСП).

Литологический состав осадков разнообразен: галечники зеленовато-серые, с примесью гравийного и песчаного материала, с раковинным детритом; пески светло-серые, с гравием и галькой эффузивов; алевриты, образу-

ющие линзы в песчаных осадках, зеленовато-серые, часто глинистые, с раковинным детритом.

Спорово-пыльцевой комплекс представлен *Betula sect. Alba, Alnus; Betula; Betula middendorffii Trautv. et Mey., B. nana Linnaeus, Alnaster, Picea sect. Eupicea, Pinus s/g Haploxylon*. Возраст толщи ^{14}C $20,4 \pm 0,49 - 16,85 \pm 0,28$ тыс л. н. Формирование меднинской толщи осадков происходило в условиях второй позднелейстоценовой регрессии, когда прибрежно-морская обстановка сместилась к изобатам -100-110 м и более. [431,445,164].

Неоплейстоцен. Среднее-верхнее звенья. Зафиксированы на Сахалине. Аллювиально-морские и морские отложения (am,mII-III) выделены по материалам бурения в Поронайской депрессии [307]. На дневную поверхность они не выходят и показаны только на схеме соотношений. Представлены песками, суглинками, галечниками, прослоями туфов. Мощность отложений достигает 20 м. Возраст определен на основании согласного залегания этих отложений на палинологически охарактеризованных морских отложениях среднего звена неоплейстоцена [265].

Голоцен. Расчлененные отложения голоценового возраста развиты только на Сахалине, где они тяготеют к пониженным формам рельефа и представлены наиболее широким спектром генетических типов, в который входят морские, аллювиально-морские, озерные, эоловые, аллювиальные, эоловые, коллювиальные и пролювиальные.

Голоцен. Нижняя часть. Морские отложения (m^2H^1) слагают чехол второй морской террасы высотой 5-20 м, которая наиболее ярко выражена на побережье Татарского пролива в окрестностях заливов Тык, Изильметьева и на берегу Охотского моря на побережье Ныйского и Набильского заливов и вблизи бывшего пос. Пограничное. Представлены они крупнозернистыми песками с примесью гальки и гравия. Мощность отложений достигает 10 м. Спорово-пыльцевой спектр свидетельствует о том, что сначала были распространены мелколиственные ольхово-березовые леса с незначительным участием кустарниковых видов, а затем темнохвойные пихтово-еловые леса с примесью широколиственных пород. По определению СПК Л.А. Александровой первый тип указывает на климатические условия послеледниковья, второй – на более теплый климат [219].

Аллювиально-морские отложения (amH^1) пользуются широким распространением в приустьевой части долины реки Поронай, где они залегают на морских и аллювиально-морских отложениях неоплейстоцена, перекрытых торфом и фациально замещаются морскими отложениями нижнего голоцена. Представлены они суглинками и глинами с примесью песка. В отложениях собрана богатая диатомовая флора, характерная для эстуариев: *Melosira islandica* O. Müll., *M. Sulcata* (Ehr) Kütz., *Pinnularia alpine* W. Sm. Мощность 3 м (аналитик Л.А. Александрова) [219].

Возраст определяется по их залеганию на неоплейстоценовых отложениях и данных спорово-пыльцевого анализа [219].

Морские отложения (mH^1). Морские отложения нижнего голоцена на дневную поверхность не выходят. Они вскрыты скважинами в приустьевой части долины р. Поронай, показаны лишь на схеме соотношений, где являются фациальным анализом аллювиально-морских отложений. Пред-

ставлены они преимущественно песками, горизонтально и косослоистыми, мелко-среднезернистыми, мощность которых достигает 15 м.

Голоцен. Верхняя часть. Морские отложения пляжа, береговых валов и морской террасы высотой до 5 метров (mH^2) отмечаются на побережье Охотского моря и Татарского пролива, на карте они показаны лишь на побережьях заливов Ныйского, Набильского, Терпения, Тык и южнее мыса Ламанон, где их выходы выражаются в масштабе карты. Представлены эти отложения разномзернистыми песками с примесью гравийно-галечного материала. Мощность достигает 5 и более метров. Позднеголоценовый возраст определен по находкам морской фауны современного облика, прилегания к более древним морским террасам, занимающим более высокий гипсометрический уровень и несогласному залеганию их на более древних отложениях неогена и раннего мела [219].

Эоловые отложения (vH^2) образуют небольшие участки на мысе Тык, береговых косах Набильского залива озера Невского, где они образуют дюны, сложенные песком, высота которых достигает 5 и более метров. В условиях муссонного климата, характерного для острова, с его сильными ветрами, незакрепленные растительностью пески подвергаются перевеванию во время прохождения циклонов и тайфунов.

Палюстринные отложения (pH^2) наиболее широко представлены в заболоченных долинах рек Пороная, Тыми, Набиля, Ныш, на побережье пролива Невельского и озера Айнского. Представлены они торфом с маломощными линзами глин и суглинков. Торф обычно плохо разложившийся, преимущественно осоково-сфагновый, коричневый с примесью ила и песков. Мощность достигает 7 м. Современный возраст определен по данным спорово-пыльцевого комплекса, который по определениям М.П. Гричук и Н.С. Соколовой близок к современному [219]. С палюстринными отложениями связаны многочисленные месторождения торфа, расположенные в Тымь-Поронайской депрессии и бассейне р. Углегорки. С болотными отложениями связаны месторождения и проявления торфа.

Коллювиальные образования (cH^2) занимают небольшие площади в истоках рек Паланги, Набиль, Пильнги, где они образуют шлейфы на относительно крутых склонах и у их подножий. Сложены они крупными глыбами и щебнем с примесью глин. Формирование их происходит за счет смещения глыбово-щебнистых обломков, как продуктов морозного и физического выветривания коренных пород, под влиянием силы тяжести. Состав описываемых отложений зависит от состава подстилающих пород. Размерность и состав коллювия зависит от крутизны склонов. На крутых склонах преобладают щебень и глыбы, на более пологих – делювиальные суглинки с дресвой и щебнем. Мощность их достигает 7 м.

Голоцен, нерасчлененные отложения представлены на материковой, островной суше и на акватории.

В пределах материковой суши Аллювиальные отложения (aH) слагают низкую и высокую пойму высотой 1–3 и 4–6 м. Они широко распространены на р. Амур и ее притоках, особенно в пределах Удыль-Кизинской впадины. Ширина поймы Амура местами достигает 20 км. Современные аллювиальные отложения Амура представлены косослоистыми пес-

ками кварц-полевошпатовыми мелкозернистыми с включениями гравия (до 3–5 %) и пропластками и линзами темных иловатых глин. Мелкозернистыми песками сложен и прирусловой вал, частично перемытый и перевеянный. На Киселевском пережиге наблюдаются цокольные поймы, где аллювий представлен илистым песком мощностью 1–2 м, залегающим на дислоцированных осадочных отложениях юры или нижнего мела. Мощность современного аллювия Амура составляет от 1–2 до 30 м.

Пойменный аллювий рек Силасу, Яй, Кади, Пильда, Лимури и других больших рек притоков Амура характеризуется меньшими мощностями (порядка 10–12 м совместно с русловыми) и более грубым составом. В верховьях этих рек пойменный аллювий представлен валунно-галечными отложениями а ближе к устью гравийно-галечные отложения обычно слагают низы разреза, а сверху отлагаются пески и илы, пойма заболочена.

На больших горных реках, таких как Тумнин, Коппи, Анюй и др. также наблюдается грация пойменного аллювия от грубообломочных отложений - галечников и валунников в верхнем течении, к песчано-галечным и песчано-суглинистым отложениям в низовьях, но разрез в низовьях менее выдержан по гранулометрическому составу а песчано-суглинистые отложения слагают выклинивающиеся слои и линзы, так как пойменный аллювий часто переотлагается во время паводков. Мощность его достигает 6 м.

На мелких горных реках и ручьях в узких долинах пойменный аллювий состоит только из грубозернистой фации – валунно-галечных плохо окатанных отложений с незначительной примесью песка, а на отдельных участках отсутствует и русла рек пролегают по коренным породам. В верховьях ручьев аллювий представлен хорошо промытыми щебнем, дресвой и глыбами, по сути представляющим собой промытые от мелкозема делювий и коллювий.

Торф залегает в устьевых частях долин рек. Псю, Тумнин, Большая Дюанка, Малая Дюанка, Большая Хадя, Большая Эгге и некоторых других. Он образовался в современную эпоху в результате заболачивания затопленных ранее морем устьевых частей долин. Торф имеет среднюю мощность около 1,5 м, подстилается песчано-гравийно-галечниковыми отложениями и обычно обводнен. Он состоит из плохо разложившихся стеблей и корней болотных растений бурого цвета.

Спорово-пыльцевые комплексы из пойменных отложений отвечают современной растительности и отражают климатические колебания голоцена.

С голоценовым аллювием связаны россыпи золота.

Аллювиальные отложения русла, высоких и низких пойм, первой до 5 м, второй надпойменной террасы 5-10 м. ($a^{1-2}H$) выделены на Сахалине. Эти отложения слагают днища русел наиболее крупных рек, их высокие и низкие поймы, а также составляют аккумулятивный чехол первой и второй надпойменных террас этих рек. Состав этих отложений представлен гравием, галькой, песками, суглинками, реже глинами. Мощность достигает 19 метров. Возраст принят на основании данных спорово-пыльцевого анализа (аналитик Л.А. Александрова), отражающих современные климатические условия [219, 265].

С аллювиальными отложениями этого возраста связаны россыпные месторождения золота в долинах рек Лангери и Рукутама.

Аллювиальные и пролювиальные отложения (а,рН) выделены также на Сахалине на небольшом участке в приустьевой части реки Рукутама и представлены глинами со значительной примесью щебня. Мощность их достигает 2,5 м. Возраст принят по соотношению с датированными отложениями морских и речных террас [265].

Озерные отложения (Н) на материковой суше имеют ограниченное распространение. Они узкой (50–100 м, реже до 500 м) прерывистой полосой протягиваются вдоль берегов озер Бол.Кизи, Мал. Кизи и Кади. Высота озерной поймы 2–5 м. Отложения представлены главным образом песчано-галечным и илесто-глинистым материалом. Галька имеет хорошую окатанность и сортировку. Мощность осадков обычно незначительна и, вероятно, не превышает 10 м [383].

На островной суше *озерные отложения* (Н) слагают днища озер Невского и Айнского и многочисленных мелких озер в долине р. Поронай и в северо-западной части листа на Прибрежной равнине. В составе отложений принимают участие глины, пески с примесью гравия. Мощность отложений достигает 10 м. Возраст отложений определяется их залеганием на аллювиально-морских и морских отложениях среднего и верхнего звена неоплейстоцена, характеризованных палинологически, и тем, что осадконакопление продолжается в настоящее время.

Эоловые отложения (vН) развиты в широкой долине р. Амур на высокой пойме. Они слагают террасовидные бугры высотой до 15 м. Дюны в основном закрепленные, отличаются от террас своей формой, строением поверхности и сложены исключительно мелкозернистыми косослоистыми полимиктовыми песками. В основании одной из дюн на глубине около 11 м был обнаружен комплекс пыльцы свежего вида деревьев и кустарников голоценового возраста. Здесь же было обнаружено каменное орудие типа рубила, а выше – глиняные черепки с орнаментом. По устному сообщению Ю. П. Бадера орудие имеет возраст порядка 3–5 тыс. лет [226].

Морские отложения (mН) отложения слагают узкую прерывистую полосу пляжа вдоль побережья Татарского пролива (в масштабе карты не выражаются). Состав их песчаный, песчано-галечный, валунно-галечный. В устьевой части долины р. Бол. Сомон распространены морские (лагунные) и аллювиально-морские песчано-илистые отложения, по-видимому, значительной мощности (не менее 10–15 м). Морские отложения относительно широко развиты и показаны на карте в бухте Датта в устьевой части долины р. Тумнин, где ими сложен пляж и береговой вал. Они представлены песками, светло-серыми, кварцевыми, разномзернистыми, содержащими незначительное количество хорошо окатанной мелкой гальки и гравия изверженных пород. Мощность современных морских отложений 3–6 м.

Голоценовые нерасчлененные отложения различного генезиса широко развиты в пределах акватории, они сложены осадками различного гранулометрического состава от илов и глин до галечно-гравийных образований. Комплекс диатомей представлен: *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cleve, *D. smithii* (Brébisson) Cleve, *Thalassiosira eccentrica* (Ehrenberg) Cleve, *Thalassiosira nordenskiöldii* Cleve, *Th. latimarginata* Makarova, *Th. bramaputrae* (Ehrenberg) Håkansson et Locker, *Odontella aurita*

(Lyngbye) Agardh, *Bacterosira fragilis* (Gran) Gran, *Coscinodiscus radiates* Ehrenberg, *C. oculus-iridis* (Ehrenberg) Ehrenberg, *Trachyneis aspera* (Ehrenberg) Cleve, *Actinoptychus senarius* (Ehrenberg) Ehrenberg, *Cyclotella striata* (Kützing) Grunow, *Nitzschia cocconeiformis* Grunow, *Diploneis suborbicularis* (Greg.) Cleve. Споро-пыльцевой комплекс характеризуется присутствием, главным образом, *Picea*, *Abies*, *Pinus* s/g *Haploxyton*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Almus*, *Alnaster*, *Ericaceae*, *Bryales*, *Polypodiaceae*; в меньших количествах наблюдаются *Betula exilis* Sukaczew, *nana* Linnaeus *Alnaster*, *Gramineae*, *Sphagnum*, *Lycopodium*.

Мощность отложений голоценового возраста от 10-11 м на Охотоморском шельфе до 20 м – на шельфе Татарского пролива [431, 445, 141].

Морские перлювиальные отложения (mpH) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок и приурочены к зонам интенсивных придонных течений шельфовой зоны Татарского пролива и Охотоморского шельфа. В Татарском проливе перлювиальные отложения распространены на материковом шельфе в интервале глубин 50-100 м, образуя полосы субмеридионального направления, южная зона развития перлювиальных образований является продолжением приморского галечникового пояса [181]; перлювиальные отложения представлены песчано-гравийно-галечными и песчаными с галькой и гравием осадками мощностью – до 10 м [431, 181]. На Охотоморском шельфе перлювиальные образования у западного и северного побережий залива Терпения и на северо-востоке Охотоморского шельфа, образованы в зоне сильных течений и сложены преимущественно галечно-гравийным материалом, мощность этих образований – до 6 м [5].

Морские ундалювиальные (волновые) отложения (mvH) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок. Распространены в прибрежной зоне мелководья в диапазоне глубин от 0 до 40-50 м, в зоне активного волнового воздействия, представлены, главным образом, песками различной зернистости, галечники, гравийники, песчаные алевриты. Пески иногда с примесью галечно-гравийного, а также алевритового и пелитового материала, пески в разной степени сортированы, хорошосортированные разности пространственно связаны с участками активной береговой абразии; тяжелая фракция представлена магнетитом, гематитом, ильменитом и цирконом; мощность ундалювиальных отложений – до 15 м в Татарском проливе и до 11 м – на Охотоморском шельфе [431, 139, 141]. С отложениями связаны прибрежные россыпи титана.

Морские ундалювиальные (волновые) отложения, лагунные фацции (mv₁H) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок. Распространены в береговой зоне лагун в диапазоне глубин от 0 до 2-3 м, в зоне волнового воздействия, представлены, главным образом, песками различной зернистости, реже алевритами; мощность ундалювиальных отложений – до 11 м в Татарском проливе и на Охотоморском шельфе [20].

Морские флювиальные отложения (течениевые) (mfH) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок; приурочены к зонам сильных течений, образуя полосу, вытянутую

в субмеридиональном направлении южнее пролива Невельского в Татарском проливе; в заливе Терпения поле флювиальных отложений занимает центральную часть акватории, повторяя сложное направление течений [9А]. Сложены флювиальные образования хорошо сортированными мелко-среднезернистыми песками мощностью до 15 м – в Татарском проливе и до 11 м – на Охотоморском шельфе в заливе Терпения [431, 139, 141].

Морские волновые и флювиальные отложения (mf, mvH) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок. Распространены в Татарском проливе и на Охотоморском шельфе мористее полосы развития морских ундалювиальных отложений в интервале глубин от 40-50 до 80-100 м на Охотоморском шельфе и от 20-30 до 50-70 и более м – в Татарском проливе; являясь смешанным типом отложений, образуются в условиях воздействия флювиальных и ундалювиальных процессов; образования этого генетического типа представлены песками различной зернистости мощностью до 15 м в Татарском проливе и до 11 м – на Охотоморском шельфе [431, 139, 141].

Морские нефелоидные образования, шельфовые фации (mnH) выделяются как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок; слагают шельф Татарского пролива и залива Терпения мористее полосы распространения ундалювиально-флювиальных образований на глубинах от 80 до 200 м, и представлены осадками, характерными для областей нефелоидного осадконакопления: текучие, реже мягкопластичные алевритовые илы и алевропелиты. Мощность этих отложений достигает 17 м в северной части площади проведения ГСШ-200, в заливе Терпения – более 3 м.

Морские нефелоидные отложения, лагунные фации (mlH) выделены как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок во внутренних частях лагун о. Сахалин и материковой суши; представлены пелитами и алевропелитами, реже пелитовыми алевритами, мощность этих отложений достигает 11 м [139, 141].

Морские нефелоидные отложения, пелагические фации (mpH) выделены как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок, развиты во впадине Татарского пролива на глубинах более 200 м, осадки представлены слабокремнистыми пелитами и алевропелитами биогенно-терригенного генезиса, вскрытая мощность осадков в пределах листа – до 2 м [181; 196].

Морские декливиальные отложения (mdH) развиты на склонах рифтогенной структуры Татарского пролива в интервале глубин 150 (200)-700 м, где величина уклона достигает 6° . Интенсивное развитие подводных оползней на восточном склоне желоба картировалось на геоморфологической схеме акватории листа М-54 нового поколения [47], подводные оползни на склонах отмечаются при описании осадков верхней части разреза по отдельным скважинам акватории Татарского пролива, а также же наблюдаются на фотолитологических профилях, приведенных в монографии [181]. Декливиальные образования представлены пластичными алевритопелитовыми илами, вскрытая мощность которых более 2 м [181].

Эоплейстоцен. Верхнее звено-голоцен. Образования этого возраста представлены только на Сахалине элювиально-делювиальными и элювиальными генетическими типами.

Элювиальные образования (еЕП-Н) этого возраста имеют очень ограниченное распространение в северной части Восточно-Сахалинских гор (Набильский хребет и северная часть Центрального хребта), где они слагают чехол небольших по площади древних поверхностей выравнивания на высотных отметках около 1000 м. Представлены они суглинками и супесями с примесью дресвы и щебня, которые являются продуктами разрушения коренных пород в процессе выветривания. Мощность их не превышает 2 м. Возраст принят на основании их высокого гипсометрического положения и сопоставления с поверхностями выравнивания в центральных частях о. Сахалин (219, 243).

Элювиальные и делювиальные образования (е, д ЕП-Н) распространены очень ограниченно в северной части Восточно-Сахалинских гор на слабо выпуклых и выровненных водораздельных гребнях. Сложены они дресвой, щебнем, суглинками, супесями и в редких случаях глинами. Мощность этих отложений 1-3 м. Возраст принят условно на основании сопоставления с образованиями такого же состава в центральной части о. Сахалин, занимающими аналогичное гипсометрическое положение [243].

Неоплейстоцен - голоцен, среднее звено. Отложения неоплейстоцена - среднего звена голоцена представлены на Сахалине аллювиальными и пролювиальными, делювиальными и пролювиальными отложениями.

Аллювиальные и пролювиальные отложения (а, рП-Н) наиболее широко распространены на право- и левобережье долины реки Поронай в ее нижнем течении, незначительный по площади участок они образуют в восточных предгорьях Восточно-Сахалинских гор на выходе из хребта долин рек Пильнги, Чамгу, Пурш-Пурш. Они представляют собой слившиеся конуса выноса временных и постоянных водотоков и представлены несортированными валунно-галечно-гравийным материалом с прослоями и линзами суглинков. Мощность отложений достигает 25 м. Возраст определен на основании их фациального замещения палинологически обоснованными аллювиально-морскими отложениями и данными палинологического анализа. По заключению аналитика А.Ф. Уваровой из СПК исчезает пыльца теплолюбивых растений. Древесная группа составляет 14,6% в основном за счет Pinasea. Спороносные растения представлены папоротникообразными семействами (74,2%). Участие трав и кустарников незначительно.

Пролувиальные и делювиальные образования (р, дП-Н) Отложения этих генетических типов распространены на незначительных по площади участках в западных предгорьях Камышового хребта, на левобережье р. Тымь, в ее среднем течении. Представлены они несортированными глинистыми песками, песчаными глинами, содержащими включения гравия и гальки, реже щебень и валуны. Мощность до 10 м. Возраст – средний неоплейстоцен – голоцен [219].

Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен. Отложения этого возраста выделены на материковой, островной суше и акватории.

Отложения неоплейстоцена, верхнего звена-голоцена на Сахалине включают в себя озерные и аллювиальные отложения и широкий спектр склоновых образований.

Непрерывный характер накопления на протяжении относительно длительного времени, небольшие мощности, грубый литологический состав, содержащих малопредставительные спорово-пыльцевые комплексы не позволяют произвести их более детальное расчленение. Неоплейстоценовый, верхнее звено-голоценовый возраст принимается в значительной степени условно на основании немногочисленных комплексов, определенных для различных частей территории [32ф].

Нерасчлененные образования верхнеоплейстоцен-голоценового возраста на акватории показаны только на схемах корреляции и соотношений, выделяются эти отложения только на акватории Татарского пролива, где представлены сюркумской и татарской толщами.

С ю р к у м с к а я т о л щ а (mIII-Hsr) изучена на площади проведения ГСП-200, отложения этой толщи распространены на востоке площади (в центральной части пролива), где они фациально замещают осадки ауканской, меднинской и татарской толщ, с несогласием перекрывая отложения боэнской толщи. В то время, как в прибрежной части пролива в процессе чередования трансгрессивно-регрессивных циклов происходило образование различных в фациальном отношении ауканской, меднинской и татарской толщ, в центральной части пролива уровень моря в период регрессии не опускался ниже 110 м и морские условия осадконакопления устойчиво сохранялись [445,164]. Граница между сюркумской толщей и ее фациальными аналогами на лентях НСП не фиксируется, а параллельно-слоистое субгоризонтальное внутреннее строение свидетельствует о формировании толщи в спокойных морских условиях. Вскрытая бурением мощность сюркумской толщи - 3-4 м, по данным НСП она достигает 75 м.

Сюркумская толща сложена характерными для областей нефелоидного осадконакопления осадками - пелитами и алевропелитами темно- и зеленовато-серого цвета, пластичными, с ракушкой и раковинным детритом, как правило, насыщенными тонкодисперсным органическим веществом, часто с запахом H_2S . Регрессивный период осадконакопления отмечен прослоями алевролитов и мелкозернистых песков, часто с примесью гравия и гальки: алевролиты темно-серые, с раковинным детритом, с примесью песчаного материала; пески серые и голубовато-серые, с раковинным детритом и примесью гравия и гальки, плотные, полимиктовые. Тяжелая фракция песчано-алевритовых прослоев сложена ильменитом, цирконом, магнетитом и гематитом.

Диатомовый комплекс представлен морскими сублиторальными северо-бореальными видами: *Paralia sulcata*, *Chaetoceros subsecunclus*, *Porosira glacialis* и др. Среди фораминифер определены, как умеренно-тепловодные формы (*Bolivia decussate*, *Canalifera fax*, *Nonionella japonica*, *Ammonia japonica* и др.), так и холодноводные виды родов *Buccella*, *Elphidium advenium* и др.

Состав спорово-пыльцевого комплекса в осадках сюркумской толщи характеризуется сменой теплолюбивых и холоднолюбивых комплексов, соответствующих различным климатическим условиям верхнего неоплейстоцена и голоцена.

Татарская толща (amIII-Htt) аллювиально-морского генезиса также изучена на площади проведения ГСШ-200 (пески с гравием и галькой, гравийники, галечники, алевроиты песчаные) [431], здесь осадки татарской толщи занимают почти половину площади картирования, приуроченную к интервалу глубин 60-110 м. На поверхности шельфа татарская толща отделяется от осадков голоцена четко фиксируемой линией стояния моря в виде уступа поверхности дна на изобатах 60-70 м. Осадки толщи во внешней зоне шельфа согласно залегают на отложениях меднинской толщи, а в средней зоне шельфа – с размывом на образованиях тунгусской, бычинской, боэнской и ауканской толщ и согласно перекрываются осадками голоцена. Татарская толща сложена аллювиально-морскими отложениями, мощность толщи от 1-2 до 5-6 м (по данным НСП).

Прибрежно-морские осадки представлены: песками серого- и зеленовато-серого цвета, полимиктовыми, с раковинным детритом, с гравием и галькой эффузивов; гравийниками и галечниками серыми и темно-серыми, с раковинным детритом и примесью песчаного материала. Аллювиально-морские отложения, выходы которых выявлены при донном пробоотборе, сложены песчано-алевритовыми осадками темно-серого цвета, с раковинным и растительным детритом. Генетическая природа отчетливо устанавливается по выделенным из них диатомовым комплексам. Спорово-пыльцевые спектры отражают суровые климатические условия дриасовых эпох в их чередовании с интерстадиальными эпохами потепления (беллинг, аллеред). Радиоуглеродные датировки подтверждают поздненеоплейстоцен-голоценовый возраст толщи (от $16,11 \pm 0,23$ т.л.н. до $10,3 \pm 0,13$ т.л.н.). Татарская толща сформировалась в процессе первой стадии последней (Тихоокеанской) трансгрессии Японского моря. Во время первой стадии произошел подъем уровня моря от -100-110 м до -40-50 м, этот подъем уровня сопровождался выработкой промежуточной береговой линии в конце раннего голоцена [445].

Озерные и аллювиально-пролювиальные отложения (I, арIII-Н) развиты в междуречье Тундровка – Удельная и верхнем течении р. Голь, правого притока р. Голубиха. Представлены глинами, песками с включениями гальки и гравия, с редкими линзами галечника. Мощность до 31 м. Возраст принят условно [391].

Палюстринные (болотные) отложения (рIII-Н) на материковой суше представлены торфом, расслоенным песком и глиной, которые распространены повсеместно в Удьяль-Кизинской впадине и по долинам рек, залегая обычно на озерно-аллювиальных отложениях позднечетвертичного–современного возраста. Торф бурый, полуразложившийся, волокнистый. Сводный разрез торфяников залегающих среди озерно-аллювиальных отложений в районе озер Оленье, Круглое и Дали следующий [1]: торф темно-бурого, почти черного цвета, плотный с перегнивающими остатками растений, местами с прослоями серого среднезернистого песка с редким гравием (по простирацию слой торфа выклинивается) – 0,8 м; глина голубовато-серого цвета, пластичная, жирная с прослоями песка серовато-желтого цвета, мелкозернистого с примесью глинистого материала – 3,0 м; песок серовато-желтого цвета, мелкозернистый с примесью глинистого материала – 2,0 м; глина серого цвета с коричневым оттенком, вязкая, местами песчанистая – 3,0

м; торф бурого цвета с перегнившими остатками растений, глинистый – 1,2 м. Мощность разреза 10 м. Мощность чистых торфяников в Удыль-Кизинской впадине 1,8 м, в Яйском грабене достигает 2 м [1, 11].

Образование болотных отложений в нижних частях долин рек Тумнин, Большая и Малая Дюанка, Май, Большая Хадя, Коппи, Бута и др. морских притоков, не выражающиеся в масштабе карты, связано с зарастанием лагун. В 4,2 км западнее устья р. Большая Дюанка на аллювиальных сильно иловатых суглинках с галькой и валунами залегают [143]: торф черный, с остатками древесины и корней растений – 0,7 м; торф бурый, состоящий, из плохо разложившихся стеблей и корней растений – 0,7 м. Суммарная мощность торфа 1,4 м, на отдельных участках она достигает 3 м.

Торфяники в Удыль-Кизинской впадине содержат споры и пыльцу растений: *Betula*, *Alnus*, *Picea*, *Pinus*, *Quercus*, *Acer*, *Tilia*, *Juglandaceae*, позволяющие, по мнению В. В. Нукзаровой и А. А. Ильиной, считать эти торфяники голценовыми [1].

С болотными отложениями связаны месторождения и проявления торфа.

Проллювиальные и делювиальные отложения (р, dIII-Н) в пределах материковой суши широко распространены в низкогорной северо-восточной части территории по периферии депрессий и впадин, образуют широкие шлейфы в основании пологих делювиальных склонов, сливающиеся конусы выноса в устьях долин ручьев и в ложбинах временных водотоков. В горной части выстилают днища межгорных впадин. Эти отложения смешанного генезиса представлены суглинками, супесями с щебнем и дресвой, глинами, плохо окатанной галькой и небольшими глыбами вместе с щебнем. Литологический состав обломков смешанный и зависит от состава пород располагающихся выше по склону на значительном удалении.

С поверхности предгорные шлейфы сложены уплотненными желовато-серыми комковатыми суглинками с редкой примесью дресвы, щебнистых и плохо окатанных обломков. Ниже по разрезу количество щебня увеличивается и достигает максимума в подошве отложений, но не отражает состав подстилающих образований. На участках прилегающих к коренному склону они сложены щебнистыми суглинками и комковатыми глинами с супесями, а ниже, в бортах речных долин, щебнистые суглинки и глины переслаиваются с аллювиальными валунно-галечниковыми отложениями и часто перекрывают их. Мощность шлейфов варьирует от 5 до 20 м, а их ширина до 15 км. В горной части района мощность шлейфов доходит до 5 м [115, 292].

В межгорных впадинах, расположенных в долинах верхних течений рек Гакабарани, Утуни Эльга, Болотистой, Гульмамсе (Гульмамсе-Марская депрессия), верховьях Крестовой, Уй, Утуни, Яй, Бешеная, делювиально-проллювиальные отложения смешиваются с аллювиальными и выстилают днища депрессий. Они получили у авторов названия "аллювиально-делювиальных равнин" [115, 16, 481]. Аллювиально-делювиальные равнины морфологически представляют собой выравненные наклонные поверхности впадин. В участках, прилегающих к коренному склону, они сложены щебнистыми суглинками и комковатыми глинами, а ниже, в пределах речных долин, щебнистые суглинки и комковатые глины переслаиваются с аллювиальными отложениями и местами перекрывают их. Например, в долине р. Яй,

близ устья ключа Ольдини, в 10-метровой террасе аллювиальные отложения чередуются с горизонтами комковатых глин и разрез выглядит следующим образом [16]: валунно-галечниковый горизонт – 1,6–7,2 м; глина комковатая, желтая – 1,2–1,6 м; валунно-галечниковый горизонт – 1,0–1,2 м; щебнистая супесь желтого цвета – 0,3–1,0 м; почвенно-растительный слой – 0,0–0,3 м. Мощность отложений 3,1–11,3 м.

По данным бурения через долину р. Утуни, мощность отложений этой равнины составляет более 18 м и в их составе преобладают крупные и средние галечники с песком и песчанистыми глинами с примесью щебня [481]. На участках, прилегающих к склону, они сложены щебнистыми суглинками и комковатыми глинами.

Такой же тип отложений характерен и для шлейфа развитого в области выхода плиоцен-нижнеоплейстоценовой кантагской свиты по северному борту Кадинской депрессии. Вполне вероятно, что "аллювиально-делювиальные" равнины также являются переработанными склоновыми процессами реликтами отложений этой свиты, так как сложно допустить, что в верховьях сравнительно небольших рек существовали долины шириной до 10 км и на этих участках могло скопиться большое количество аллювиальных отложений с хорошо окатанными галечниками.

Проллювиальные и делювиальные отложения, по-видимому, одновозрастные с аллювиальными отложениями надпойменных верхнеплейстоценовых террас. В долинах рек отчетливо видно налегание шлейфов на поверхности средне- и позднечетвертичных террас, а в разрезах фиксируется переслаивание делювиально-пролювиальных щебнисто-глинистых и аллювиальных галечно-песчаных отложений. Так как их формирование продолжается и в настоящее время, то их возраст принимается верхнеплейстоценовым–голоценовым. Отложения связаны с россыпными проявлениями вольфрамита.

Делювиальные и солифлюкционные отложения (d,sIII-H) пользуются сравнительно нешироким распространением в горной части территории на округлых пологих водоразделах с абсолютными отметками примерно выше 1000 м, и гораздо шире представлены на низкосопочнике по левобережью Амура. На интрузивных массивах, образующих горы средних высот, происходит механическое морозное выветривание и разрушение коренных пород с образованием полого наклонных участков, занятых плащевидными глыбовыми развалами – курумами. На осадочных и вулканических породах морозная деструкция происходит интенсивнее с образованием щебня, дресвы и мелкозема, которые при сезонном оттаивании оплывают на пологих склонах и образуют небольшие нагорные террасы. Ниже по склону они переходят в щебнисто-дресвяные с небольшими глыбами отложения в супесчаном и суглинистом субстрате и характеризуются неясной прерывистой слоистостью, параллельной склону. Вещественный состав обломочного материала соответствует составу коренных пород верхней части склона и подстилающих пород. В горных седловинах, где долгое время залегают снежники, отложения в верхней части разреза имеют существенно суглинистый состав, а в нижней более грубый щебнисто-глыбовый, в зависимости от состава коренных пород.

По левобережью Амура распространение этого типа отложений намного шире, так как здесь климат характеризуется отрицательной среднегодовой температурой (-2°C) и находятся зоны глубокого сезонного промерзания грунтов и участки многолетней мерзлоты, особенно на северных склонах. Они покрывают сплошным чехлом низкий мелкосопочник в междуречье Лимури–Пильда–Дидбаран и состоят из мелкозема с редкой примесью щебня и мощность их достигает 10–12 м.

Для отложений второй половины верхнего плейстоцена характерны мерзлотные нарушения – псевдоморфозы по ледяным (морозным) клиньям и криотурбации.

Коллювиальные и солифлюкционные отложения (с, sIII-N) располагаются на крутых склонах гористой части территории на высотах свыше 1000 м. Представлены глыбами в суглинистом субстрате и глыбовыми осыпями с примесью щебня в районах развития интрузивных пород, а на осадочных породах и вулканитах - щебнисто-супесчаными отложениями. В истоках ручьев и ложбин часто образуются селевые потоки, которые сносят материал вниз по склону и отлагают на бортах в виде нагромождения валунов, глыб, щебня, помещенных в песчано-глинистый материал высотой до 5 м, а накопленный материал внизу достигает 15 м.

Коллювиальные и десерпционные образования (с, drIII-N). Имеют незначительное распространение в верхних частях крутых склонах Восточно-Сахалинских гор. Ввиду незначительной площади их распространения показаны они только на схеме соотношений. Литологически они представлены щебнем, глыбами, дресвянниками. Мощность их достигает 1,5 м. Возраст определен условно по их гипсометрическому положению [265].

Коллювиальные и делювиальные отложения (с, dIII-N) развиваются на склонах средней крутизны и крутых. Мелкоземные супесчаные и суглинистые делювиальные отложения перекрывают закрепленные осыпи но часто прорезаются ложбинами временных потоков с образованием промытых линейных щебнево-глыбовых осыпей и селевых потоков, представленных смесью глыб, щебня, глины, песка вперемешку с почвенно-растительным слоем и обломками растительности. Склоны обычно покрыты почвенно-растительным слоем кроме участков свежих осыпей, которые в дальнейшем снова затягиваются делювиальным материалом. Мощность делювия на склонах незначительна как в верхних частях так и у подножия.

Также широко распространены на склонах Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор. Представлены щебнем с примесью небольшого количества глыбового материала. Мощность достигает 3 м.

Элювиальные образования и делювиальные отложения (е, dIII-N) распространены в основном в низкогорной части территории на пологих приводораздельных склонах с заметным уклоном, водоразделах и скругленных вершинах невысоких гор, в районе Совгаванского плато. Они представлены глыбово-щебнистым и щебнисто-дресвяным материалом с суглинистым и супесчаным заполнителем. Гранулометрический состав отложений зависит от литологии подстилающих коренных пород. Сверху распространены мелкообломочные фации, которые с глубиной (0,5–0,7 м)

переходят из делювия в элювий, который на 30–50 % представлен разновеликими глыбами и щебнем, отражающими состав коренных пород. На вулканическом плато поверхность этих отложений представлена черным суглинком, практически без обломочного материала, который появляется только в основании на коренных породах. Мощность этих отложений составляет от 0,5 м на водоразделах до 3 м на склонах [292].

Также широкое распространение на южном окончании Северо-Сахалинской возвышенной равнины и в восточных предгорьях Западно-Сахалинских гор и на склонах межгорных впадин Восточно-Сахалинских гор, где на склонах небольшой крутизны комплекс процессов, формирующих эти отложения, происходит одновременно и неразрывно. На Северо-Сахалинской равнине они представлены преимущественно песками, редко со щебнем, в Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских горах – суглинистым и супесчаным материалом с примесью дресвы и щебня. Мощность до 2,5 м.

Коллювиальные отложения (сШ-Н) широко развиты на крутых склонах гор, на бортах долин рек, прорезающих Совгаванское базальтовое плато, и в узкой полосе по побережью Татарского пролива. Они представлены подвижными и закрепленными глыбами, щебнем и дресвой и образуют осыпи и щебнисто-глыбовые плащи на склонах, обвално-осыпные и оползневые накопления в их основании. Количество мелкозема обычно незначительно и составляет 10-20%. Грубообломочный материал слабоокатанный, глыбы и отломы со сбитыми углами часто раскалываются скатываясь вниз по склону. Размер обломков зависит от состава разрушающихся пород. В районах развития крупных интрузивных массивов размер глыбовой составляющей достигает 1–2, иногда более, метров, в областях развития вулканогенных пород размер глыб от 0,2 до 0,5 м, а на осадочных образованиях преобладают щебень и дресва. Часто глыбовые осыпи зарастают кустарниковой растительностью и мхами с лишайниками. Почвенный слой отсутствует, или очень тонкий с разрывами, на закрепленных осыпях.

Осыпные накопления широко распространены в средних частях на структурных перегибах и в основании крутых (30–40°) склонов в средневысотных горах. Они состоят из нагромождения остроугольных глыб размером до 1,5 м в поперечнике, а также щебня с незначительной примесью дресвы, суглинка и супеси. Мощность глыбовых осыпей у подножий склонов достигает 6-8 и более м. В верхних частях склонов их мощность незначительна, вплоть до обнажения коренных пород.

Обвално-оползневые накопления развиты преимущественно по долинам рек среди базальтового плато. По обводненным древним корам выветривания, разделяющим отдельные потоки базальтов, под действием силы тяжести происходит отрыв и оползание или отседание в долины крупных блоков (площадью до 0,8 км²) и нагромождение их у подошвы склонов. Местами в долинах рек Хуту, Бол.Икчу, Хича, Май, Коппи и других, вдоль склонов обвално-оползневые накопления образуют террасовидные валы высотой 6-8 м а в отдельных случаях до 30 м. Сложены они крупными (размером до 3 м в поперечнике) глыбами базальтов с незначительной примесью бурых суглинков. Мощность этих отложений в нижних частях склонов или под стенками отрыва обвалов достигает значительной мощности.

Морское побережье почти на всем протяжении является сплошной коренной стенкой отрыва обвалов, которые сваливаются в море и размываются, образуя узкие пляжи с остроугольными обломками.

В пределах островной суши коллювий приурочен к хребтам Восточно-Сахалинских и Западно-Сахалинских гор, где они покрывают крутые склоны и их подножья. Представлены они в основном щебнем и глыбами с примесью мелкозема. Мощность достигает 3 м. Возраст образований определен условно по их гипсометрическому положению [265].

Делювиальные отложения (dIII-N) залегают на склонах гор разной крутизны и длины с незначительно развитой эрозионной сетью в виде сплошного чехла и выполаживающихся шлейфов в их основании, и на прямых коротких склонах с многочисленными неглубокими эрозионными ложбинами временных водотоков. Они сложены супесями и суглинками с дресвой, щебнем, иногда содержат небольшие глыбы. В горных выработках в делювиальных отложениях наблюдалась неясно выраженная слоистость и ориентировка обломочного материала длинной стороной вниз по склону. На коренных породах обычно залегают слои суглинков с примесью щебня вышележащих по склону образований. Делювиальные отложения повсеместно скрыты под почвенным слоем и лесной растительностью. В период перувлажнения чехол делювия разрушается, особенно на крутых склонах, оплывает под действием силы тяжести и его сплошность разрушается. В результате на склонах образуются поперечные ложбины, в которых часто пробиваются родники подпочвенных вод, пересыхающие в сухое время. Мощность отложений колеблется от 0,5 м в верхней части до 6 м в основании склонов.

Также имеют широкое распространение в южной и северной частях Восточно-Сахалинских гор, где они чехлом покрывают относительно пологие склоны горных гряд и предгорий. Состав этих отложений представлен супесями и суглинками с мелкой дресвой, щебнем, реже глыбами. Мощность их достигает 3 м.

Элювиальные образования (eIII-N) широко развиты на базальтах Совгаванского плато, отдельных реликтах платобазальтов и на уплощенных участках вершин гор и водоразделов, не выражающихся в масштабе карты. На базальтовых плато они представлены средними или тяжелыми темными суглинками со щебнем и глыбами базальтов, количество которых возрастает с глубиной. Местами суглинки сохраняют структуру подстилающих базальтов [143]. Образование этого элювия началось, вероятно, после окончания излияния базальтов и продолжается до настоящего времени, но, согласно ДВ СЛ-1000/3 (2009 г.), возраст его принимается верхнеэоценовым–голоценовым. На уплощенных вершинах гор и водоразделов элювий представлен глыбами, щебнем, песком и песчано-глинистыми образованиями. Гранулометрический состав зависит от литологического состава разрушаемых пород. На крупных гранитоидных, особенно гранодиоритового состава, массивах размеры обломков могут достигать нескольких кубических метров. Для них характерны сглаженные края и углы без признаков обработки. В то же время на гранитных интрузивах элювий может быть представлен рыхлым крупнозернистым песком с включением щебня и дресвы, или рыхлым дресвяником с разновеликими глыбами. На вулканитах и ороговикован-

ных породах размер глыб составляет около 0,5 м, а промежутки между ними заполняются щебнем и глинистым материалом. В районах развития осадочных пород элювий представлен обычно щебнем и дресвой с глинисто-песчаным заполнителем. Мощность элювия обычно составляет не более 0,3–0,5 м, а на платобазальтах 1,5–2,5 м. На южном окончании Северо-Сахалинской равнины, предгорья в Поронайской депрессии и отдельные плоские участки Западно-Сахалинских гор покрывают выположенные водоразделы увалов. В составе их преобладают дресвяники, щебни с суглинистым иногда с супесчаным заполнителем и глыбовый материал. Мощность обычно не превышает 3 м.

2. ЛИТОЛОГИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ДНА АКВАТОРИЙ

При составлении литологической карты поверхности морского дна были учтены данные по опробованию донных осадков с помощью дночерпателей и трубок различных конструкций, проводившихся в разные годы в экспедициях Тихоокеанского океанологического института (ТОИ ДВО РАН), Дальневосточного университета (ДВГУ, ныне ДВФУ), Института биологии моря (ИБМ ДВО РАН) и ТИНРО на судах «Каллисто», «Первенец», «Бриг», «Базальт», «Витязь-ДВГУ», «Амбон». При картировании площадей развития донных отложений разного литологического состава и вещественно-генетических типов использовались преимущественно данные опробования, подтвержденные результатами гранулометрического анализа, которые входят в компьютерную базу данных лаборатории седиментологии и стратиграфии ТОИ ДВО РАН.

Гранулометрические анализы, вошедшие в компьютерную базу данных, выполнялись в разные годы преимущественно в ТОИ ДВО РАН (лаборатория седиментологии) и ДВГУ (Проблемная лаборатория шельфа) по методике Института океанологии АН СССР [130], частично в ДВГИ ДВО РАН и Артемовской экспедиции Приморгеологуправления согласно принятым ГОСТам. Результаты гранулометрических анализов пересчитаны в соответствии с универсальной гранулометрической классификацией ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИИ [50]. Кроме того, использовались данные по составу осадков из фондовых и первичных полевых (экспедиционных) описаний [330, 407, 408], имеющихся в ТОИ ДВО РАН и ДВГУ, а также опубликованные материалы [39, 128, 84, 108, 65, 66, 181, 93, 5, 162, 163, 52, 102]. В качестве дополнительной информации о литодинамической ситуации на станциях опробования были задействованы результаты подводной фотосъемки, выполненной на НИС "Бриг" и «Первенец» в 1983 г. в Татарском проливе и, отчасти, в заливе Терпения [406, 407].

Источники поступления осадочного материала. Поступающий с суши терригенный материал является основным компонентом современных донных осадков. Поступление терригенного материала в акваторию определяется физико-географическими условиями бассейнов Охотского и Японского морей, а также особенностями строения прилегающей суши. Наиболее существенными источниками осадочного материала являются абразия берегов и твердый сток рек, менее значимы по объему поставляемого материала ледовый разнос, биопродуктивность вод и эоловый перенос [181, 5].

Вещественно-генетические типы донных осадков. Сложность и многообразии факторов осадкообразования в Татарском проливе, заливе Терпения и на шельфе северо-восточного Сахалина находит отражение в формировании разных типов донных отложений. По вещественно-генетическому составу осадки в пределах листа карты М-54 разделяются на терригенные современные, терригенные реликтовые (палимпсестовые) и смешанные биогенно-терригенные, возникающие при одновременном воздействии нескольких факторов осадкообразования. Наибольшим распространением пользуются терригенные осадки, по гранулометрическому составу представленные всеми возможными типами: от валунно-глыбовых до пелитовых илов и разнообразными их сочетаниями.

Из смешанных биогенно-терригенных осадков можно выделить слабокремнистые диатомово-терригенные. Наиболее крупное поле развития этих осадков расположено в южной, глубоководной части Татарского пролива южнее широты м. Ламанон [404, 108].

Литологические типы осадков. Выходы коренных пород в пределах изучаемого района распространены локально и в масштабе карты не находят отражения; эти локальные выходы коренных пород прослеживаются вдоль западного побережья Сахалина и залива Терпения, где широким распространением пользуются подводные абразионные террасы шириной от нескольких десятков метров до первых километров [112, 113].

Грубообломочные отложения представлены не только сортированными фракциями валунов, гальки или гравия, но и различными их сочетаниями с фракциями песков, алевритов и пелитов: гранулометрические типы (Г,Гр)^ч, ГГр, П(Г,Гр), ПлП(Г,Гр), ПлА(Г,Гр), АП(Г,Гр). Чистые валунно-галечные, галечные и гравийно-галечные осадки распространены в районах с активным в настоящее время гидродинамическим режимом в прибрежной полосе как материкового, так и островного побережья. Наиболее крупные поля подобных осадков распространены вдоль материкового побережья Татарского пролива южнее м. Медный вплоть до границы листа карты М-54, прерываясь только напротив устьев наиболее крупных рек этого района (например, р. Тумнин). Южнее г. Советская Гавань пояс грубообломочных осадков значительно расширяется и выходит на глубины более 50 м, по существу за пределы зоны современного волнового воздействия, смыкаясь с реликтовыми грубообломочными отложениями Приморского галечникового пояса [39, 102]. Однако в качестве заполнителя здесь появляется разнозернистые пески, в ряде случаев более тонкий алевритово-пелитовый материал. Вблизи устьев рек, в затишных местах за выступами крупных мысов (например, м. Бычий) идет локальный процесс заиливания грубообломочных отложений: распространены типы ПлА(Г,Гр), АП(Г,Гр).

Гравийно-галечные отложения вдоль Сахалинского побережья пользуются значительно меньшим распространением, обычно встречаются в виде небольших тел в прибрежной зоне. Наиболее крупное поле отмечается к северу от м. Ламанон. Гравийно-галечные осадки в заливе Терпения приурочены к абразионным берегам вдоль п-ова Терпения. Крупное поле подобных осадков прослеживается также вдоль западного побережья залива от м. Соймонова до г. Макарова. Грубообломочные осадки на этом участке приурочены к берегам

м. Соймонова, а также к абразионным участкам террас плейстоценового возраста. Активная абразия берегов в сочетании с дефицитом прибрежных наносов района – основной фактор формирования грубообломочных отложений на этом участке дна [113].

Вдоль восточного побережья Сахалина (шельф северо-восточного Сахалина) гравийно-галечные осадки отмечены на двух участках. Первый примыкает к абразионным берегам севернее полуострова Терпения. Осадки хорошо промыты, грубый материал часто покрыт донными организмами-обрастаниями. Второе поле располагается к северу от широты лагуны Набиль на глубинах 25-35 м. Грубообломочные отложения прослеживаются в виде вытянутого вдоль изобат узкого поля. Осадки хорошо промыты, содержат битую ракушу, по периферии этого поля в грубозернистых осадках появляется значительная примесь песка (осадки типов - П(Г,Гр) и (Г,Гр)П). Здесь же подняты небольшие глыбы плотных глинистых отложений, пронизанных ходами донных роющих организмов. Эти признаки однозначно свидетельствуют о реликтовости отложений, фиксирующих древнюю береговую линию на глубинах 25-30 м. Небольшие фрагменты данной береговой линии отмечаются также южнее рассматриваемого участка по появлению чистых гравийно-галечных отложений на этих глубинах. Развитие полей грубообломочных осадков за пределами берегового склона, но в зоне течений, свидетельствуют о перемысе этих отложений с выносом тонкодисперсного материала, что приводит к формированию полей палимпсестовых осадков.

Пески являются одним из наиболее распространенных типов осадков рассматриваемого региона. В зависимости от соотношения гранулометрических фракций они характеризуются довольно пестрым набором литологических разновидностей, определяемых весьма неоднородными фациальными условиями и литодинамикой областей осадконакопления.

Чистые моногранулярные пески (П^ч) с содержанием песчаных фракций более 85% за пределами современного подводного берегового склона встречаются относительно редко. большей частью это мелкозернистые пески серовато-зеленого цвета, хорошо сортированные, с небольшой примесью (примерно в равном объеме) частиц среднезернистого песка и крупного алеврита. Такие пески характерны для прибрежной зоны почти всех аккумулятивных берегов и занимают площади дна до глубин 10, реже 20 м. Наиболее обширные участки их распространения отмечаются в вершинной части Татарского пролива (в Александровском заливе), на внутреннем шельфе залива Де Лангля и шельфе северо-восточного Сахалина на глубинах менее 50 м. Своим образованием хорошо сортированные пески обязаны прибрежной волновой деятельности и связанными с ней течениями, а также влиянием вдольбереговых потоков наносов (например, Александровский залив и вершинная часть залива Терпения). Реже чистые отсортированные пески отмечаются за пределами прибрежной зоны. Это районы внешнего шельфа северо-восточного Сахалина (глубины 60-80 м) и поднятие в рельефе дна (Поронайская антиклинальная структура) в центральной части залива Терпения (глубины 50-55 м). По существу это уже не современные, а палимпсестовые осадки, в которых увеличивается доля частиц крупно-среднепесчаной размерности.

С полями чистых песков (П^ч) ассоциируют пески (П) с меньшим содержанием песчаных фракций (75-85 %) за счет увеличения примеси как гравийно-галечных, так и алевритово-пелитовых частиц. Наиболее крупные области их распространения находятся, соответственно, в тех же районах, что и чистые пески типа П^ч. Широко распространены пески этого типа на внешнем материковом шельфе Татарского пролива южнее широты м. Бычий. Не исключено, что здесь они представляют реликтовые фации прибрежного мелководья позднеплейстоценового возраста.

Бигранулярные песчаные осадки занимают практически весь внешний шельф Татарского пролива. Внешняя их граница с севера на юг увеличивается от 40-50 м до 100-150. По своей природе это в основном палимпсестовые осадки. По гранулометрическому составу они характеризуются большим разнообразием, соотношение ведущих фракций существенно варьирует. Ближе к берегу распространены мелко-среднезернистые пески с примесью гравия и гальки (Г,Гр)П. Вдоль материкового побережья они на многих участках обычно примыкают к полям грубозернистых гравийно-галечных отложений. Вдоль сахалинского побережья осадки этого типа распространены на глубинах 50-120 м. Здесь нередки пески с модой в крупно-среднепесчаной фракции. При более детальном рассмотрении этого типа песков хорошо заметны пятнисто-полосовые ореолы их распространения, вытянутые вдоль изобат. Такое распределение осадков не случайно, а указывает на положение древних береговых линий. В пользу этого свидетельствует и минералогический состав этих осадков: резкое увеличение содержания группы устойчивых минералов (темных рудных, циркона, граната и др.), характеризующих прибрежные фации подводного берегового склона и пляжа [52, 56].

Пески имеют пестрый минеральный состав: в узкой зоне побережья формируются граувакки, граувакко-кварцевые и реже – граувакковые аркозы, по латерали они сменяются олигомиктово-кварцевыми разностями [65, 108].

По мере снижения динамики придонных вод процесс заиливания песчаных осадков усиливается, начинают преобладать пески (в основном с модой в мелкопесчаной фракции) со значительной примесью алевритовых и пелитовых частиц: алевритовые пески (АП) и пелитовые пески (ПлП). В большинстве из них присутствуют также грубозернистые частицы – гравий и галька, не исключено, что ледового разноса.

Алевритовые пески (АП) развиты в вершинной части Татарского пролива и залива Терпения на глубинах менее 50 м. На этих же глубинах пески этого типа прослеживаются и вдоль восточного побережья Татарского пролива к северу от м. Ламанон. Алевритовые пески также широко распространены на внешнем материковом шельфе Татарского пролива южнее широты р. Коппи, но здесь они, в отличие от предыдущего типа песков являются палимпсестовыми.

Пелитовые пески (ПлП) являются характерным типом осадков внешней части материкового шельфа Татарского пролива. Они в виде широкой полосы прослеживаются вдоль всего внешнего шельфа пролива на глубинах от 80 до 110 м (в ряде случаев до 150 м), существенно расширяясь в его северо-западной части. Здесь они выстилают пологое дно; по периферии, по мере увеличения глубины моря переходят в тонкие алевритово-пелитовые осадки.

На других участках западной части пролива их сменяет смешанный тип осадков – миктиты. Примечательно, что пелитовые пески (ПлП), за исключением внешнего шельфа западной части Татарского пролива, практически не встречаются в других районах, входящих в лист карты М-54. Небольшое изолированное поле отмечено лишь в заливе Терпения на глубине около 50 м.

Алевриты. Чистые разности алевритовых осадков (А) встречаются весьма редко. Хорошо сортированные крупноалевритовые осадки одномодальны и близки по гидравлическим свойствам мелкозернистым пескам. Они обнаружены в Александровском заливе и генетически связаны с чистыми мелкозернистыми песками этого района, сменяя их мористее. Вероятно, большое значение при их формировании играли процессы дифференциации обломочного материала в поле вдольберегового потока наносов, существующего в этой части залива.

Песчаные алевриты (ПА) распространены локально, образуя поля небольшой площади на северо-западном шельфе Татарского пролива и залива Терпения, они связаны с выносом в прибрежную акваторию тонкого алевритового материала с речным стоком.

Более широким распространением пользуются алевритовые осадки с повышенным содержанием тонких пелитовых частиц – *пелитовые алевриты (ПлА)*. Появление этого типа осадков отражает нормальный процесс дифференциации осадочного материала, когда с увеличением глубин и удаленности от берегов (соответственно удаленности от источника осадочного материала) в осадках увеличивается доля тонких глинистых частиц. В северной части Татарского пролива они развиты на глубинах от 30 до 55 м, область их распространения смещена к сахалинскому берегу. Примечательно, что аномальная область распространения этого типа осадков наблюдается в прибрежных районах (на глубине менее 50 м) северо-западной части Татарского пролива, где они прослеживаются от залива Чихачева (Де Кастри) до м. Бычий. Изолированные поля таких осадков встречаются вдоль побережья и севернее, по направлению к проливу Невельского. Вынос осадочного материала из Амурского лимана через пролив Невельского, а также реками, впадающими на этом побережье, в сочетании с ослаблением гидродинамики вод вследствие длительного существования ледового покрова в этой части моря, являются основными факторами формирования крупного поля тонких прибрежно-морских осадков. В осевой части этого поля увеличивается количество пелитовых частиц, развиты алевритовые пелиты (АПл). Пелитовые алевриты характерны также для приустьевых районов крупных рек, поставляющих значительное количество тонкообломочного материала (например, район устья р. Поронай в заливе Терпения).

Пелитовые алевриты (ПлА) в виде узких полос прослеживаются также вдоль островного склона Татарского пролива, на шельфе залива Терпения и восточного побережья Сахалина к югу от 51° с. ш, где они окаймляют тонкие пелитовые осадки. В заливе Терпения глубины, на которых происходит смена более тонкими илами, составляет около 60 - 65 м.

Пелиты являются наиболее тонкими по гранулометрическому составу осадками. Их образование связано со спокойными в гидродинамическом отношении участками морского дна. Это удаленные от побережья, глубоводные

участки Татарского пролива и халистатические зоны на внешнем шельфе залива Терпения. В Татарском проливе они приурочены к осевой, наиболее глубокой части пролива, занимая днище трога и нижние части материкового и островного склонов. Верхняя граница их распространения сильно меняется: на юге составляет около 450 м, постепенно уменьшаясь к северу до 50 м по мере выполаживания днища трога пролива. В центральных, наиболее глубоких частях пролива развиты чистые моногранулярные разности пелитовых осадков (Пл и Пл^ч), по периферии – алевроитовые пелиты (АПл). Та же тенденция прослеживается и на шельфе залива Терпения. В виде примеси в тонких осадках залива Терпения присутствует ракушечный детрит. По вещественному составу это преимущественно терригенные осадки, и только лишь в южной части Татарского пролива появляются слабокремнистые диатомово-терригенные осадки. По минеральному составу среди пелитовых осадков по преобладающему составу минеральных фаз выделяют гидрослюдистые и монтмориллонитовые. Единственное поле *песчаных пелитов (ППл)* расположено среди песчаных осадков южнее м. Сюркум.

Как отмечалось выше, характерной особенностью прибрежных районов северо-западной части Татарского пролива является пояс тонких алевроитово-глинистых осадков, в центральной части которого располагаются изолированные поля алевроитовых пелитов (АПл) за счет локальной дифференциации осадочного материала по крупности. От подобных осадков глубоководной части пролива они отличаются повышенным содержанием органического вещества, обычно окрашены в черный цвет (признак резко восстановительных, застойных условий в придонном слое). В виде примеси в них нередко присутствует грубозернистый материал (от песка до гальки) ледового разнота.

Миктиты. Для этой группы осадков характерен пестрый гранулометрический спектр, сложное пространственное распределение и нечеткость взаимопереходов. Грубозернистые миктиты (ПлА(Г,Гр), АП(Г,Гр)), по существу являются заиленными гравийно-галечными отложениями, которые примыкают преимущественно к устьям рек. Этот тип осадков в масштабе карты не пользуется широким распространением. На внешнем островном шельфе Татарского пролива локально распространены миктиты с повышенным содержанием гравия и гальки. Пространственно они продолжают пояс разнозернистых песков с гравием и галькой (Г,Гр)П, который протянулся вдоль шельфа Сахалина. По своей природе – это реликтовые (палимпсестовые) осадки с примесью тонкого материала, образующегося в результате современного заиливания.

Более широким развитием пользуются миктиты в которых доминируют тонкозернистые фракции (Г,Гр)АП, (Г,Гр)ПлП, АППл, АПлП, ПАПл, ПлАП, ППлА, ПлПА). Они занимают обширные области внешнего шельфа, материкового и островного склонов Татарского пролива, по латерали (по мере увеличения глубины моря) сменяя бигранулярную группу песков. В кутовой части Татарского пролива (у его северо-западного побережья), где велика роль поставки осадочного материала из Амурского лимана, получили распространение миктиты типа ПлАП.

Группа миктитов (АПлП, ПлАП, ППлА, ПлПА) является одним из ведущих типов осадков шельфа залива Терпения, где отчетливо проявлены процессы дифференциации осадочного материала: увеличение количества пелитовых фракций по направлению к внешнему шельфу. Небольшие поля миктитов (ПлПА, ПлАП) встречаются также в приустьевых частях конусов выноса рек (р. Поронай), в районе Луньского залива и др.

Некоторые закономерности осадконакопления. Татарскому проливу, как крупному седиментационному бассейну, свойственны все признаки бассейнов котловинного (в северной части - пологосклонного) типов [99, 102]. Здесь отчетливо проявлена циркумконтинентальная (циркумтерральная по Ф. Р. Лихту, [99]) зональность с явно выраженной дифференциацией осадочного материала и, соответственно, сменой гранулометрических типов осадков от грубозернистых гравийно-галечных и песчаных в прибрежных районах к тонким алевритово-пелитовым илам в центральной (осевой) части пролива. Широкое развитие получили также палимпсестовые осадки, занимающие практически всю внешнюю часть материкового и островного шельфа на глубинах от 50 до 90 (110) м. На ряде участков (залив Де Лангля) хорошо просматриваются реликты древних (позднеплейстоценовых) береговых линий (глубина 60-80 м), выраженные в пятнисто-полосовом распределении грубозернистых осадков, вытянутых вдоль изобат. К этим же участкам дна приурочены повышенные содержания рудных и устойчивых к выветриванию минералов. Минеральные ассоциации подобного типа характеризуют фации подводного берегового склона (в том числе характерны и для реликтовых образований). Близкие отложения имеются и на материковом шельфе (например, Приморский галечниковый пояс). Реликты древних береговых уровней на внешнем шельфе существуют и севернее широты г. Советская Гавань.

Благодаря специфике условий осадкообразования (вынос осадочного материала из Амурского лимана, существование длительного ледового покрова, особенности циркуляции вод) в северо-западной части Татарского пролива происходит интенсивное заиливание осадков, вплоть до формирования прибрежного пояса алевритово-пелитовых илов.

Основные особенности литодинамики островного шельфа Сахалина (в том числе и районов, входящих в лист карты М-54) довольно подробно рассмотрены в работе В.Ф. Рыбакова [163]. Анализ спектров гранулометрических распределений позволил ему выделить в пределах изучаемого района семь основных литодинамических зон, режим которых обусловлен четырьмя литодинамическими процессами: размывом, транзитом, потоковой и нефелоидной аккумуляцией. Обстановка *размыва* наиболее четко проявляется в верхней части берегового склона вблизи абразионных участков побережья: в масштабе карты не получила отражения.

Режим *размыв-транзит* наиболее типичен для районов с чередованием средних и экстремальных гидродинамических обстановок, смена которых может носить разнообразный характер по силе, направлению и периодичности. Наиболее типичными зонами с таким режимом являются участки шельфа, примыкающие к береговой зоне абразионных берегов. Они прослеживаются практически на всем их протяжении до глубин 20-30 м. На северо-

восточном шельфе среди обширной транзитной зоны мелко,- среднезернистых песков на отдельных участках встречаются зоны размыва, где обнажаются реликтовые осадки. Частицы осадка, подвергаемого современному периодическому размыву, как правило, не покрыты организмами-обрастаниями. В противном случае, наличие этих организмов свидетельствует о реликтовой природе грубозернистых осадков.

Режим *транзит* характеризуется преобладанием процесса перемещения по поверхности дна мобильной группы фракций (от крупного алеврита до мелкого гравия). Максимальная по площади транзитная зона расположена на северо-восточном участке шельфа Сахалина и в пределах Поронайского антиклинального поднятия в заливе Терпения. Большой частью осадки на этих участках дна являются палимпсестовыми. Здесь, в обстановке волнения открытого моря, приливно-отливных и постоянных течений, отсутствия значительных источников поступления илистого материала, создаются благоприятные для транзита условия – малая амплитуда и достаточные значения регулярных скоростей придонных течений [163].

Режим *потокосвая аккумуляция* характеризуется резким преобладанием ведущего процесса. Поступление осадочного материала донным транзитом возможно в основном при максимальной активизации гидродинамического режима во время сильных штормов. Достаточно уверенно выделяются также области с режимом потокосвая аккумуляция-нефеловидная аккумуляция. Процесс аккумуляции здесь необратим. Пространственно в эту зону попадает значительная часть смешанных осадков – миктитов.

Режим *нефеловидная аккумуляция* наблюдается в наиболее спокойных в гидродинамическом отношении участках дна. В заливе Терпения – это центральная часть халистатической зоны, устойчиво существующая в этой части залива.

3. МАГМАТИЗМ

На территории листа интрузивные образования распространены очень неравномерно.

В материковой части в пределах площади Сихотэ-Алинской складчатой системы и Восточно-Сихотэалинского вулcano-плутонического наложенного пояса они имеют достаточно широкое развитие, составляя около 10 % всей площади (рис. 3.1). При этом они образуют крупные (до 500-800 кв. км) сложно построенные многофазные, в ряде случаев полихронные, массивы. Интрузии состоят из пород всех известных петрографических групп – от ультраосновных до кислых и щелочных в диапазоне возраста от поздней юры до неогена. В целом резко преобладают гранитоиды мелового и палеогенового возраста, во многих случаях комагматичные вулcanoгенным образованиям вулcano-плутонического пояса.

В пределах островной суши на площади Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы интрузивный магматизм проявлен очень незначительно, составляя приблизительно 1% площади геологических подразделений. Наиболее крупные интрузии представлены массивами площадью 10-30 км² (иногда образуют мелкие тела, относимые к комплексам малых интрузий), сложенные ультраосновными породами, габброидами, гранодиоритами, щелочными и умеренно щелочными породами юрского, юрско-мелового, палеогенового и неогенового возраста.

С учетом этапности тектоно-магматической эволюции интрузивные образования разделены на шесть возрастных групп: юрские, юрские-меловые (?), меловые, палеогеновые, палеоген-неогеновые, неогеновые.

Интрузии юрского возраста

Юрские плутонические образования развиты на материковой суше в Анюйской подзоне Центрально-Сихотэалинской СФЗ на стыке ее с Восточно-Сихотэалинской СФЗ в виде комплекса даек и трубок взрыва ультраосновных фойдитов и на островной суше в Рымникской подзоне Восточной структурно-формационной зоны Сахалина, где они представлены протрузиями.

Светлореченский комплекс ультраосновных фойдитов (ω_{J_3sr}) зафиксирован в Анюйской подзоне Центрально-Сихотэалинской СФЗ и представлен дайками и трубками взрыва пикритов, авгититов, мончикитов. Они образуют цепочку из нескольких тел в пределах неширокой (около 4 км) полосы, протягивающейся в северо-восточном направлении вдоль долины верхнего тече-

ния р. Буги в зоне экзоконтакта Хуту-Джаурского массива гранитоидов хунгарийского комплекса. Вмещающими для них являются породы светлореченской свиты верхней юры, слагающей тектонический блок на сочленении Центрально-Сихотэалинской и Восточно-Сихотэалинской СФЗ.

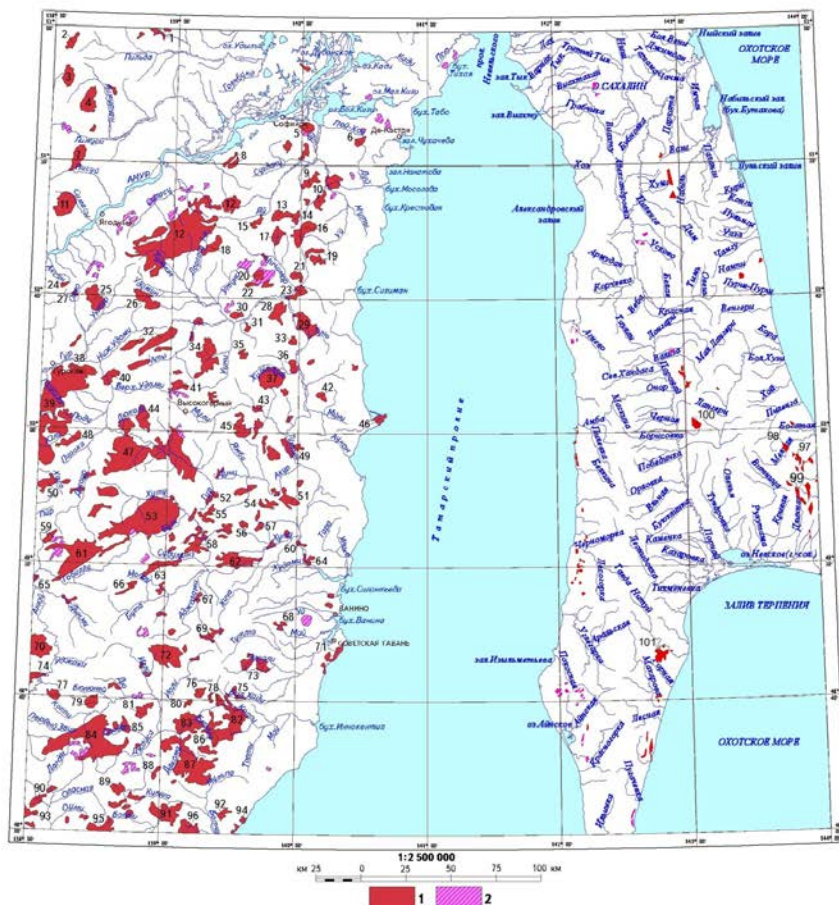


Рис. 3.1. Схема расположения интрузивных образований

Интрузивные образования: 1 — плутонические, 2 — субвулканические

Массивы, штоки и другие плутонические тела, имеющие собственные названия, и их порядковый номер Интрузии материковой части (1-96):

- 1 - Анне-Афанасьевский, 2 - Волохули-Гореловский, 3 - Бокторский, 4 - Лиммурчанский, 5 - Ягодный, 6 - Сомонский, 7 - Сидальинский, 8 - Быстринский, 9 - Мутынский, 10 - Сипалтинский, 11 - Шаманский, 12 - Туминский-I, 13 - Улунский, 14 - Садунгирский, 15 - Яйский, 16 - Верхнеуйский, 17 - Аванский, 18 - Огорский, 19 - Среднеуйский, 20 - Чичмарский, 21 - Иаванский, 22 - Гологурский, 23 - Усть-Чичмарский, 24 - Бимильский, 25 - Угурский, 26 - Кемский, 27 - Оюнский, 28 - Кетавский, 29 - Туминский-II (Мулинский), 30 - Зимовинский, 31 - Агадский, 32 - Учутанский, 33 - Нуваевский, 34 - Большой Ян, 35 - Алеисейванский, 36 - Усть-Колбинский, 37 - Колбинский, 38 - Икхонский, 39 - Горбиллинский, 40 - Аскавский, 41 - Верхнеудинский, 42 - Колпинский, 43 - Мулинский, 44 - Докалинский, 45 - Кенадский, 46 - Сюрюмский, 47 - Хунгарийский, 48 - Адабанский, 49 - Тулунский, 50 - Островский, 51 - Айчинский, 52 - Гурский, 53 - Хуту-Джаурский (Хутинский), 54 - Сулотинский, 55 - Амурский, 56 - Гумамзинский, 57 - Тубуйский, 58 - Лулинский (Санжулавский), 59 - Гаодочавский, 60 - Жупянский (Селемский), 61 - Гобиллинский (Эртукуллинский), 62 - Балпийский (Михинский), 63 - Хребтовый, 64 - Лагаминский, 65 - Дымнинский, 66 - Сангинский, 67 - Адраламинский, 68 - Укулулейский, 69 - Верднечинский, 70 - Тордожи-Янинский, 71 - Коурный, 72 - Июлийский, 73 - Верхнечалпийский, 74 - Чорт-Горинский, 75 - Ходянский, 76 - Ииский, 77 - Бюлюлейский, 78 - Коку, 79 - Ясо-Янинский, 80 - Адиский, 81 - Ольховый, 82 - Ыйский, 83 - Влопильский, 84 - Сандский, 85 - Моховой, 86 - Индинский, 87 - Дюкоманский, 88 - Удинский, 89 - Джаусский, 90 - Кадауанский, 91 - Кукинский, 92 - Мшунуйский, 93 - Итанинский, 94 - Пунайский, 95 - Ботчинский, 96 - Моисеевский;

Интрузии о. Сахалин (98-101):

- 97 - Березовский, 98 - Комсомольский, 99 - интрузии гераньского комплекса, 100 - Лангерийский, 101 - интрузии чеховского комплекса

Трубки взрыва представляют собой субвертикальные столбообразные тела неправильной формы с поперечным размером 80–100 м [293]. Вмещающие породы на контакте тел интенсивно брекчированы, иногда содержат тончайшие инъекции ультраосновного состава. Их слоистость падает периклинально (в сторону от контактов тел) под крутыми углами. Сложены тела эруптивными брекчиями, на 50–70 % состоящими из обломков вмещающих пород и умеренно щелочных ультрабазитов. Обломки сцементированы сильно разложившейся и выветрелой ультраосновной породой, в составе которой распространены лимонит, карбонаты, серпентиноподобное вещество, хлорит, рудная пыль, изредка отмечаются чешуйки зеленовато-бурого биотита. Для обломков осадочных пород (алевролитов, песчаников, кремнистых пород) характерна угловатая, неправильная, реже округлая форма. Размеры их колеблются от долей сантиметра до нескольких метров. Обломки умеренно щелочных ультрабазитов имеют размер от 1 до 30 см в поперечнике, изометричную или округло-овальную форму, часто гладкую, как бы отполированную поверхность и обычно составляют основную часть литокластов брекчий.

Ультрабазиты, слагающие литокласты, представляют собой черные микропористые или миндалекаменные бесполевошпатовые порфировые породы, состав которых колеблется от пикритов до мончикитов. Вкрапленники (от единичных до 50 % объема породы) представлены титанистым авгитом, псевдоморфозами кальцита, иддингсита и серпентино-хлорита по оливину, редко титанистым биотитом или флогопитом и псевдоморфозами хлорита и лейкоксена по амфиболу(?). По составу вкрапленников выделяются пироксеновые, оливин-пироксеновые, оливин-биотит-пироксеновые и амфибол-пироксеновые разновидности. Основная масса пилотакситовой и микролитовой структуры состоит из кристаллов титанистого авгита и красновато-бурого баркевикита, связанных бурым в разной степени разложившим (замещенным хлоритом, халцедоном, кальцитом, лейкоксом) стеклом. Соотношение породообразующих минералов основной массы неоднородное и определяет ее состав от чисто авгитового до чисто баркевикитового. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, апатитом, хромитом, гематитом и розовым гранатом. Редкие мелкие миндалины выполнены зернами кальцита, криптоточешуйчатый и сферолитовый агрегатом хлорита и халцедона.

Предшественниками [293] высказывалось предположение о возможной алмазности трубок взрыва, но специализированных исследований на этот предмет не проводилось.

Породы содержат 42,99 % SiO_2 , 0,44 % Na_2O , 2,38 % K_2O , 3,90 % TiO_2 , 10,48 % MgO . Спектральным анализом в них установлены повышенные концентрации Ti, Ni, Co, Cr, Mg, Sc, Zr, V, Cu, Nb, Ba [293].

Позднеюрский возраст даек пикритов и трубок взрыва, определяется тем, что они локализованы среди отложений юрского возраста (светлореченская свита) и прорваны позднеальбскими интрузиями хунгарийского комплекса.

Берёзовский пироксенит-перидотитовый комплекс плутонический (σ_{J_2-3b}) развит в Восточно-Сахалинской СФЗ. К этому типу протрузивных образований отнесены пространственно сближенные и генетически сходные ультраосновные протрузии Березовского, Комсомольского, Лысинского и Таежного массивов. Наиболее крупным из них является Березовский массив. В плане он представляет клинообразное тело, вытянутое в юго-восточном направлении. Площадь выхода его на дневную поверхность составляет около 8 км². Обнажен он неравномерно. Большая часть массива интенсивно залесена. В непосредственной близости расположены многочисленные тела меньшего размера ультраосновного состава, наиболее крупным из которых является Комсомольский массив. Контакты массивов с породами матрикса ракитинского тектоногенного комплекса повсеместно тектонические.

Породы, слагающие Березовский массив, рассечены многочисленными, разно ориентированными разрывными нарушениями, вдоль которых отдельные блоки испытали смещения друг относительно друга. Разломы и оперяющие их трещины осложняют контактовые зоны массива, где часто наблюдаются зоны шириной 5-20 метров динамометаморфизованных и гидротермально измененных пород. В горных выработках было установлено, что плоскости сместителей восточного и западного тектонических контактов наклонены к востоку под углами от 80° в северной части до 25° в южной части.

В экзоконтактовом ореоле представлены альбит-карбонатно-цоизитовые, цоизит-талк-хлоритовые породы, а также катаклазированные долериты, которые местами секутся жилами микропегматитов. Все перечисленные породы содержат рассеянную вкрапленность пирита. Общая ширина контактовой зоны не превышает 30 метров.

При изучении взаимоотношений между дунитами, перидотитами и габброидными породами было установлено, что эти породы, как правило, разделяются своеобразными переходными зонами, мощность которых меняется от первых метров до 200-300 метров. Сложены эти зоны пестрым комплексом пород, состав которых изменяется от дунитов до анортозитов. Изменчив также и структурно-текстурный рисунок сложно перемежающихся друг с другом пород переходных зон. Среди многообразия текстур пород, наблюдаемых как в переходных зонах, так и в массиве, В.В. Слодкевич и Ф.Н. Леснов [175] выделяют два основных типа: «согласные» и «несогласные».

«Согласные» текстуры наблюдаются в тех породах, где имеет место последовательное чередование «слоев», отличающихся по минеральному составу и цвету и имеющих субпараллельные границы. Такие текстуры наблюдаются на небольших участках. В отдельных случаях при прослеживании таких текстур по простиранию наблюдается быстрое выклинивание или изменение минерального состава. В одних случаях полоса перидотита переходит в пироксенит, в других – анортозитовое габбро по простиранию переходит в анортозит, а затем в габбропегматит. Переход в пегматоидные разности пород характерен для многих выклинивающихся полос.

Помимо «согласных» текстур, часто наблюдаются текстуры «несогласные». Это происходит в том случае, когда в однородной или слабо неоднородной габброидной породе присутствуют в разных количествах угловатые,

линзовидные и неправильной формы обособления ультраосновных пород (дунитов, перидотитов). Размеры таких ксенолитов меняются от 1-5 см до нескольких десятков см. Обычно расположены они беспорядочно, но иногда напоминают цепочку будин. По периферии многих ксенолитов ультраосновных пород часто развивается пироксеновая или амфиболовая оторочка. Габброидный «цемент» вблизи ксенолитов обогащен более крупными, чем в породе, кристаллами плагиоклаза, который иногда проникает внутрь ксенолита в виде пегматоидных прожилков. В отдельных случаях отмечаются секущие контакты габброидов по отношению к ультраосновным породам. В этих случаях контакты резкие, а габброиды содержат угловатые или овальные ксенолиты ультраосновных пород. На контакте с габброидами перидотиты замещены пироксенитами. Все эти данные свидетельствуют о генетической общности этих пород и. позволяет сделать предположение, что внедрение габброидов происходило после внедрения ультраосновных продуктов или одновременно.

Комсомольский массив представляет собой линзовидное тело размером 0,5х3,5 км, вытянутое в северо-западном направлении. Он состоит из ультраосновных пород (дуниты, лерцолиты, часто преобразованные в серпентиниты). Тело ограничено крутопадающими разломами. В южной части по тектонизированным контактам оно интродуцировано небольшим штокообразным телом габброидов (габбронориты, габбро), в обрамлении которого лерцолиты местами замещены верлитами и пироксенитами. Непосредственно к северо-востоку от массива в породах матрикса полимиктового меланжа ракитинского тектоногенного комплекса присутствуют меньшие по размерам протрузивные блоки основного и ультраосновного составов [265].

Среди перидотитов по составу выделяются верлиты и лерцолиты, связанные между собой взаимопереходами. Структура пород панидиоморфнозернистая, в серпентинизированных разностях – петельчатая. Верлиты состоят из оливина – 40-70%, диоксида – 25-60%, иногда роговой обманки. При большом количестве роговой обманки (до 20 %) породы относятся к роговообманковым перидотитам.

Роговообманковые перидотиты имеют темно-зеленый, почти черный цвет, параллельно-такситовую или массивную текстуру, наряду с роговой обманкой содержат небольшое количество хромита и магнетита – 3-4%, реже пирротина и шпинели, образующих нередко шлировые скопления.

Лерцолиты отличаются от верлитов присутствием ромбического пироксена (энстатита) – до 10-15% за счет некоторого сокращения оливина и моноклинного пироксена. Вторичные изменения перидотитов выражаются в замещении оливина серпентином, реже – в образовании роговой обманки и ромбического пироксена по диопсиду.

Дуниты – темно-зеленые и черные, среднезернистые, массивные породы, как правило, сильно серпентинизированные. Структура их петельчатая с реликтами панидиоморфнозернистой. Состоят дуниты нацело из оливина с небольшой примесью моноклинного пироксена (диоксида) – до 5%. Акцессорные минералы представлены хромшпинелью, вторичные – серпентином и магнетитом. Отмечаются тела с вкрапленностью хромита, содержащего палладистую платину.

Оливиниты серпентинизированные – трещиноватые, неравномерно обохренные, тотально серпентинизированные, массивные среднезернистые породы с панидиоморфнозернистой, наложенной петельчато-пластинчатосетчатой структурой. Меланократовые минералы, составляющие 95% объема породы, представлены зернами серпентинизированного оливина (90%), зернами ортопироксена и клинопироксена (диопсид), количество которых не превышает 5% объема породы. Рудные минералы (5%) представлены хромомагнетитом, вторичным магнетитом.

Лерцолиты – представлены грязно-зелеными и темно-зелеными среднезернистыми породами с массивной и параллельно-такситовой текстурой. Структура пород панидиоморфнозернистая, переходящая в петельчатую в более серпентинизированных разностях. Минералогический состав их следующий: диопсид – 10-60%, энстатит – 10-15%, оливин – 15-20%. Акцессорные минералы – хромит и хромшпинель (2-3%). Вторичные изменения выражены в некоторой серпентинизации (10-40%) с выделением магнетитов (1-2%) в виде мельчайшей пыли, равномерно распределенной по породе.

Дуниты, перидотиты, верлиты, оливиниты и лерцолиты характеризуются умеренной и высокой магнезиальностью (MgO – 29,6-40,2%), умеренной железистостью (FeO+Fe₂O₃ – до 17%) и низкой щелочностью.

Пироксениты – известково-щелочного (нормального) ряда, низкоглиноземистые (коэффициент глиноземистости 0,02-0,37), низкотитанистые (следы-0,68%), низкощелочные (общая щелочность 1,05-4,0%), натриево-калиевые.

Оливиновые клинопироксениты – трещиноватые, неравномерно катаклазированные, массивные породы с панидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой. Меланократовые минералы, составляющие до 96% объема породы, представлены мелкими, идиоморфными зернами оливина (10-15%), амфиболитизированного ортопироксена (5%) в виде вростков в крупнозернистом диопсиде (75-80%). Вторичные минералы составляют не более 15% объема породы. Рудные минералы (1-2%) представлены магнетитом, хромомагнетитом.

Оливиновые габбро – трещиноватые, диафторированные меланократовые, массивные, среднезернистые породы с габбровой структурой. Меланократовые минералы (50-55%) представлены зернами серпентинизированного, хлоритизированного, оталькованного оливина (до 15-20% объема породы), зернами хлоритизированного и актинолитизированного диопсида (35-40%). Лейкократовые минералы составляют 45-50% объема породы и представлены зернами битовнит – лабрадора, по которому развит соссюрит. Вторичные – актинолит – 15%, хлорит, тальк – 15%, серпентин – 2-5%, соссюрит – 20-30%, кварц <1%, прожилки эпидота, хлорита и скаполита. Рудные минералы – вторичный магнетит.

По химическому составу габброиды пироксенит-перидотитовой формации (норит-ортопироксенито-гарцбургитовая по Д.Ф. Семёнову, 1982) характеризуются низкими содержаниями щелочей, двуокиси титана, высокими извести и магнезии при соотношении Mg/CaO=1.

Пироксениты – плотные, средне-, крупнозернистые, массивные породы зеленого, темно-зеленого цвета, с панидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой. Состоят из моноклинного и ромбического пироксена, присут-

ствующих совместно или порознь, и небольшого количества магнетита (до 2%). Из вторичных минералов отмечается роговая обманка в количестве до 2%, развивающаяся по пироксенам. По минеральному составу выделяются собственно пироксениты, гиперстениты, вебстериты.

Оливиновые гиперстениты – массивные среднекристаллические породы темно-серого цвета с зеленоватым оттенком. Структура пород панидиоморфнозернистая. Минералогический состав: гиперстен – 80-85%, оливин – 5-10%, обыкновенная роговая обманка – 5%, диопсид – 3%, магнетит – 2%, вторичные минералы магнетит и серпентин.

Габбронориты – темно-серые и зеленовато-серые, среднезернистые, плотные породы с параллельно-такситовой и массивной текстурой, панидиоморфнозернистой, габбровой, реже гипидиоморфнозернистой структурой. Состав их довольно «пестрый»: диопсид – 4-5%, бронзит или гиперстен – 5-30%, роговая обманка – 4-5% и битовнит - анортит – до 60%. Реже присутствует оливин – до 20% и гидрогранат – до 15%. Акцессорные минералы в количестве 1-10% представлены шпинелью, пирротином и магнетитом, образующих шпировые скопления. Оливин почти полностью серицитизирован, пироксены частично замещены роговой обманкой. Роговообманковые габбронориты отличаются повышенным содержанием роговой обманки до 40-50% и несколько пониженным гиперстена – не более 5%.

Анортозиты – образуют слои мощностью до 10 см в резко дифференцированных габбро-гипербазитовых породах Березовского массива. Это светло-серые, с зеленоватым оттенком, средне-, крупнозернистые породы с параллельной текстурой за счет тонких прослоев, обогащенных пироксеном. Структура габбровая. Минералогический состав: анортозит – 95-98%, диопсид – 2-5% и редкие зерна магнетита.

Энстатиты – полнокристаллические породы светло-серого цвета с параллельно-такситовой текстурой, обусловленной чередованием среднезернистых и крупнозернистых прослоев, ориентированных в одном направлении. Структура пород панидиоморфнозернистая. Состоят из призматических зерен энстатита с небольшой примесью хромита. Вторичные изменения выражены в частичном замещении энстатита тальком.

С телами серпентинитов и кварц-карбонатных прожилковых зон связаны пункты минерализации хрома (линзы хромитов). Радиологический возраст ультраосновных пород, определенный по цирконам U-Pb-методом [265] укладывается в пределы средней – верхней юры (153-168 млн. лет).

Интрузии юрского-раннемелового возраста

Плутонические образования этого возраста, также как и юрские плутонические образования, выделены только в Восточно-Сахалинской СФЗ в Рымникской подзоне и относятся к протрузиям.

Гераньский габбро-диоритовый комплекс плутонический ($v-\delta J_3-K_1?g$).

Образования Гераньского комплекса имеют значительное распространение в пределах Рымникской подзоны Восточно-Сахалинской СФЗ и включают большую группу линейно ориентированных пространственно сближенных тектонических блоков, пластин и глыб в породах раkitинского тектоногенно-

го комплекса. Представляют собой тела сложного состава от габбро до гранодиоритов с преобладанием кварцевых диоритов и диоритов.

На дневную поверхность они выходят в среднем течении рек Нерпичья, Кругозорная, Березовка, в верхнем течении реки Таежной, Зловещей. Поля раkitинского комплекса, в которых размещены тела, образуют серию контрастных изометричных и неправильной формы положительных аномалий интенсивностью до 400 нТл [32 ф]. В плане представляют собой тела протяженностью от 0,2 до 8-10 км, при ширине выходов до 2-3 км, вытянутых в северном, северо-западном направлении. Форма их овальная, реже неправильная. Контакты с породами полимиктового меланжа тектонические, крутые с углами 60-70°, и вертикальные.

Строение описываемых интрузивных тел сложное. Они состоят из разнообразных по составу и крупности зерна пород – микродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов, габбро, габброноритов, с постепенными взаимопереходами. Отдельные, пространственно разобщенные массивы, имеют некоторые различия. Часть их них, расположенных в верховьях рек Герань и Ягодная, сложена преимущественно микродиоритами, кварцевыми микродиоритами, реже диоритами и, еще реже, кварцевыми диоритами. Тела, выходящие на поверхность в среднем течении рек Ягодной и Песковской, состоят, главным образом, из мелкозернистых диоритов и реже из кварцевых микродиоритов. Массив в районе горы Голубичной сложен преимущественно габбро. Большая же их часть сложена, в основном, крупнозернистыми породами из группы кварцевых диоритов – габбро, с преобладанием первых. Апикальные части обычно сложены микродиоритами и диоритами, которые постепенно сменяются более крупнозернистыми разновидностями. Ширина полос, сложенных мелкозернистыми породами, колеблется от первых десятков до 250 и более метров. Породы часто катаклазированы [265].

Нориты – грязно-серые, с зеленоватым оттенком крупнозернистые породы с плоскопараллельной текстурой, панидиоморфнозернистой структурой. Сложены гиперстеном (более 85%) и основным лабрадором (около 15%). Вторичные изменения выражены замещением по трещинам и узким каймам зерен гиперстена актинолитом. Присутствуют единичные зерна роговой обманки, кварца, серицитизированного и сосюритизированного плагиоклаза и актинолита по гиперстену.

Габбро – лейкократовые породы плотные, светло-зеленые, среднезернистые, массивной текстуры, сложенные плагиоклазом (лабрадор) – 70-75%, диопсидом (до 25%), обыкновенной роговой обманкой (2-3%) и ромбическим пироксеном (менее 2%). Структура пород габбровая. Вторичные изменения: плагиоклазы замещены слюдястым минералом (близким к биотиту), ромбические пироксены – баститом.

Габбродиориты – меланократовые массивные мелкокристаллические породы темно-серого цвета. Состоят из уралитовой роговой обманки зеленого цвета – 50-55%, основного андезина – 40-45%, рудных минералов – 2-4%, отдельных зерен калиевого полевого шпата. Вторичные минералы (до 10% породы) представлены хлоритом, актинолитом, эпидотом; рудные – магнетитом и ильменитом. Структура призматически-зернистая. Плагиоклазы в породе

сосюритизированы, калишпат пелитизирован, ильменит часто замещен лейкоксеном. По роговой обманке развиваются хлорит и актинолит.

Диориты – темно-зеленые, зеленовато-серые среднезернистые породы с массивной, реже параллельно-такситовой текстурой. Отличаются от кварцевых диоритов более темной окраской, большим содержанием плагиоклазов (50-65%), роговой обманки (39-45%) и почти полным отсутствием кварца. Плагиоклаз (андезин - лабрадор) образует широкотаблитчатые или удлиненные зерна размером от 0,1 до 2-3 мм. Кварц встречается редко в виде ксеноморфных зерен размером 0,05-1,5 мм. Вторичные изменения выражены в сосюритизации, реже хлоритизации плагиоклазов и замещении роговой обманки актинолитом и хлоритом.

Диориты роговообманковые – трещиноватые массивные среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, пятнистой текстурой. Сложены хлоритизированной роговой обманкой, редкими псевдоморфозами хлорита по биотиту (2-3%), кварцем и пелитизированным плагиоклазом (лабрадор-андезин) - до 45% объема породы. Вторичные минералы – эпидот, сосюрит, кварц, серицит. Рудные – представлены титаномагнетитом, магнетитом; аксессуарные – сфеном, апатитом, цирконом, ортитом, лейкоксеном.

Микродиориты – по минеральному составу близки к диоритам. Для них характерно мелкозернистое строение, очень сильный катаклаз, трещиноватость и цеолитизация вдоль многочисленных трещин. Структура катакlastическая, гипидиоморфнозернистая и призматическизернистая. Порода состоит из плагиоклаза – 60-75%, роговой обманки – 25-40% и магнетита – до 1%.

Кварцевые диориты – светло-серые, серые и зеленовато-серые среднезернистые породы нередко сильно катаклазированные, с массивной, реже параллельно-такситовой текстурой. Структура гипидиоморфнозернистая. В составе: плагиоклаз (андезин № 40-41) – 45-50%, роговая обманка – 25-35%, кварц – около 15%, магнетит – 2% и редкие зерна апатита. Плагиоклаз образует широкотаблитчатые полисинтетически сдвойникованные зерна размером 0,3-3 мм. Роговая обманка встречается в виде идиоморфных таблитчатых зерен размерами 0,2-7 мм удлиненной и неправильной формы. Кварц образует ксеноморфные зерна неправильной формы размером 0,5-5 мм и выполняет промежутки между зернами других минералов. Вторичные изменения интенсивны. Плагиоклаз значительно серицитизирован и сосюритизирован, роговая обманка частично замещена хлоритом, эпидотом, реже актинолитом.

Кварцевые микродиориты. По внешнему виду, структуре, текстуре и характеру вторичных изменений породы близки к микродиоритам, но отличаются от них содержанием кварца, количество которого достигает 15-20%.

Тоналиты роговообманковые – катаклазированные, массивные породы с реликтовой гипидиоморфнозернистой структурой, наложенной габбровой структурой. Реликтовые меланократовые минералы, составляющие порядка 15% объема породы, представлены обломанными и трещиноватыми зернами актинолитизированной и хлоритизированной роговой обманки, редкими зернами полностью хлоритизированного биотита. До 85-87% объема породы занимают трещиноватые зерна андезин – олигоклаза (45%), редкие обломки калиевого полевого шпата (7-10%), обильно развитого гетерозернистого кварца (35%). Аксессуарные минералы представлены цирконом, рудные –

магнетитом и гидроокислами железа. По петрохимическим особенностям относятся к кислым породам известково-щелочного (нормального) ряда натрового типа щелочности, семейства умеренноглиноземистых низкощелочных гранодиоритов.

Сиениты роговообманковые – средне-, крупнозернистые массивные породы серого и зеленовато-серого цвета. Слагают небольшие дайки мощностью первые метры и протяженностью до сотен метров. Структура гипидиоморфнозернистая, близкая к гранитовой. Сложены олигоклаз – андезином – 30-40%, калиевыми полевыми шпатами – до 55%, роговой обманкой и биотитом 15-20% и аксессуарными минералами – до 2%. Вторичные изменения: полевые шпаты пелитизированы, сосюритизированы и серицитизированы; роговая обманка замещена биотитом, хлоритом, эпидотом, реже актинолитом.

Габбропегматиты – присутствуют в виде 1-2 мм прожилков и 1-5 см жил, а также в виде линзовидных тел, которые секут габброгипербазиты. Состоят они из крупных кристаллов андезин-лабрадора, слагают гнезда в виде линз и тел неправильной формы размерами от 5-10 см до 1 м. Это серые, светло-серые, очень плотные, крупнозернистые и гигантозернистые породы с пойкилитовой структурой, с размерами кристаллов от 0,5 до 3 см, включающих пойкилитовые зерна роговой обманки до 20-30%. Гнезда габбропегматитов окружены оболочкой белого и нежно-розового гидрограната. Вторичные изменения весьма значительны. Плагиоклаз замещен мелкочешуйчатым серицитом, сосюритом и мусковитом. По данным химических анализов [265] габбродиориты, кварцевые диориты и габбро относятся к породам нормального щелочноземельного ряда с низким содержанием щелочей. В целом для гераньского комплекса габбро-диоритовой формации свойственны преобладание Na над K ($K_2O/Na_2O=0,1-0,6$), низкие содержания магнесии, а для габброидов также высокая известковистость. Радиологический возраст габброидов, определенный U-Pb-методом по цирконам (150-143 млн. лет), не выходящий за пределы поздней юры – раннего мела [265].

Интрузии раннего мела

Раннемеловые интрузии распространены среди складчатых образований в основном в Центрально-Сихотэалинской (в меньшей мере на границе Центрально-Сихотэалинской и Восточно-Сихотэалинской) СФЗ Сихотэ-Алинской СС. Они представлены гурским гипербазит-габбровым и хунгарийским гранитовым комплексами.

Гурский комплекс гипербазит-габбровый имеет развитие в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского шва и на северо-востоке периферии Центрально-Сихотэалинского антиклинория и в его центральной части. Комплекс представлен перидотитами, гарцбургитами, дунитами, серпентинитами, пироксенитами, габбро, габбро-диоритами.

Перидотиты, дуниты ($vсK_{1g}$) слагают северную оконечность Горбилинского массива на левобережье нижнего течения р. Гур (Икчикинский интрузив площадью около 17 км²), два небольших (5 и 3 км²) тела в западном и северном эндоконтакте Аксакинского массива в нижнем течении р. Верх. Удоми, северную часть (около 30 км²) Дюкалинского массива в верховьях одно-

именной реки, две интрузии площадью до 4 км² каждая в бассейне среднего течения р. Джаур. Вмещающими для них являются юрские (хасамийская, светлореченская толщи) и раннемеловые (манийская серия, кабулинская толща) терригенные образования, а прорываются они гранитоидами раннемелового хунгарийского, позднемелового баппинского и палеоценового верхнеудоминского комплексов. Контакты тел четкие, крутопадающие. Породы в эндоконтактных зонах либо брекчированы и катаклазированы, либо превращены в серпентиниты. Экзоконтактные изменения отсутствуют [135, 26].

В бассейне р. Бол. Эртукули в зонах разрывных нарушений среди метаморфических образований анюйской толщи наблюдается также трещинная интрузия перидотитов (0,4 км²) и ряд даек перидотитов, серпентинитов и пикритов, не выражающихся в масштабе карты. Контакты тел обычно тектонические, имеют субвертикальное падение и северо-восточное простирание. Экзоконтактные воздействия их на вмещающие породы не устанавливаются [341].

На геофизической основе более крупные тела перидотитов, очевидно, вместе с габбро (Икчкикинский, Дюкалинский массивы) фиксируются контрастными положительными магнитными аномалиями, свидетельствующими о крутом падении их контактов. Подобная аномалия в долине р. Поди (левый приток р. Джаур), вероятно, связана с такой же интрузией гурского комплекса, не вскрытой эрозией. Малые тела перидотитов, обнаженные вблизи аномалии, скорее всего, являются сателлитами этой интрузии.

Ультраосновные породы чрезвычайно сильно серпентинизированы, поэтому установить их первичный состав в большинстве случаев невозможно. Среди наименее измененных разновидностей можно выделить серпентинизированные перидотиты – гарцбургиты и серпентинизированные дуниты.

Перидотиты представляют собой массивные породы зеленовато-серовато-черного цвета с реликтовой панидиоморфной средне- и мелкозернистой структурой, состоящие из оливина (45–55 %), ромбического пироксена (10–15 %), серпентина (25–35 %), талька (0–10 %), актинолита и рудных минералов (до 5 %). В них наблюдается петельчатая текстура, возникшая в результате серпентинизации по трещинам, секущих породы. Среди аксессуарных минералов, кроме рудных и апатита, распространены хромшпинелиды. С уменьшением количества ромбического пироксена породы образуют переходные разновидности к энстатитовым оливинитам [135, 341].

Серпентиниты, практически нацело слагающие эндоконтактные зоны интрузий и дайки, – зеленоватые и зеленовато-серые породы, жирные на ощупь, с шелковистым блеском. Среди них наблюдаются пятнистые разновидности, на серовато-черном фоне которых выделяются порфирировидные таблитчатые кристаллы бастита величиной 3–5 мм. По текстурным особенностям выделяются тонковолокнистые, поперечно и параллельно-волокнистые, чешуйчатые и пластинчатые разновидности. Серпентин (65–70 %) представлен антигоритом, хризотилом, баститом и реже серпофитом. В зависимости от сочетания тех или иных минералов, слагающих серпентиниты, выделяются хризотил-антигоритовые, бастит-хризотил-антигоритовые и реже антигоритовые разновидности. 20–30 % объема породы составляет актинолит, образующий

участки игольчатого и метельчато-лучистого сложения. Часто вместо актинолита или совместно с ним наблюдается тальк. Около 5–10 % объема породы занимают реликтовые зерна оливина, петельчато замещенного серпентином, и карбонатизированного пироксена. Из вторичных минералов присутствуют также пренит, хлорит, брусит, рудный минерал и бурые окислы железа. Встречаются отдельные зерна хромшпинелидов и граната [341, 135].

С серпентинитами связаны проявления асбеста и талька.

Габбро (vK_1g) вместе с ультрабазитами входят в состав Дюкалинского и Ичкикинского массивов, а также слагают в бассейне р. Бол. Эртукули небольшой (около 3 км²) шток, интродуцированный Гаодочанским массивом гранитов хунгарийского комплекса, и не выражающиеся в масштабе карты крутопадающее трещинное тело северо-восточного простирания и несколько даек.

В составе Дюкалинского массива габбро обнажены на площади около 5 км², имеют четкие контакты с перидотитами, в экзоконтактовой зоне шириной менее 300 м слабо ороговикуются вмещающие их алевролиты светлореченской толщи. Породы обычно крупнозернистые, реже средне- и мелкозернистые, темно-серого и зеленовато-серого цвета. Они сильно трещиноваты, катаклазированы, часто серпентинизированы. В их составе количество плагиоклаза и темноцветного минерала, представленного амфиболом, практически одинаково. Иногда присутствует кварц (2–5 %) и незначительное количество биотита. В приконтактовой зоне с гранитами хунгарийского комплекса габбро оталькованы, биотитизированы, актинолитизированы и окварцованы [135, 67].

В составе Ичкикинского интрузива габбро обнажены среди серпентинитов на площади лишь в несколько сот квадратных метров (на карте не показаны) и интродуцированы гранитами баппинского комплекса. Они сильно амфиболизованы, сосюритизированы, как и серпентиниты, подверглись катаклазу и милонитизации [135].

В юго-западном эндо- и экзоконтакте Гаодочакского массива интрузии габбро прорывают слюдяные сланцы анюйской толщи и кремнистые породы джаурской свиты. Сложены тела в основном серыми и зеленовато-серыми среднезернистыми разностями, в центральных частях переходящими в крупнозернистые. В эндоконтактовых зонах тел габбро обычно мелкозернистые, гнейсовидные, содержат ксенолиты вмещающих пород. Габбро имеют габбровую с элементами призматическизернистой структуру и следующий состав: плагиоклаз № 40–60 (55–60 %), бурая роговая обманка (5–30 %), пироксен (10–30 %), вторичный актинолит (5–30 %), кварц, часто вторичный (0–5 %), хлорит, лейкоксенизированный рудный минерал, эпидот, циркон, апатит. В эндоконтакте Гаодочанского массива габбро интенсивно хлоритизированы и инъецированы гранитами. Породы характеризуются низким содержанием щелочей (3,70 %) при резком преобладании натрия над калием, а по содержанию кремнезема (54,74 %) близки к габбродиоритам [341].

Раннемеловой возраст гурских интрузий определяется тем, что они локализованы среди отложений юрско-раннемелового возраста и прорваны позднеальбскими интрузиями хунгарийского комплекса. Калий-аргоновая датировка габбро по валовой пробе из интрузии на левобережье р. Бол. Эртукули

соответствует апту – 116 млн лет [341]. Уран-свинцовые датировки в 2760 ± 18 и 2733 ± 43 млн лет, полученные по цирконам из пироксенитов и перидотитов Богбасинского массива в бассейне одноименной реки (приток р. Анюй) на прилегающей с запада территории могут быть проинтерпретированы двояко: 1) возраст цирконов отвечает возрасту мантии в данных сегментах литосферы, т.е. они заимствованы из мантии; 2) в ультраосновных породах находятся цирконы, вероятнее всего, заимствованные из нижних частей коры, что подтверждается и формой цирконов – округлой из-за механической «обдирки» при транспортировке (а возможно и механической окатанности при осадкообразовании, т.е. циркон заимствован из древних осадочных пород). Вторая трактовка более реальна. Кроме того имеются вполне удовлетворительные результаты по габбро гурского комплекса: 170 ± 3.0 , СКВО=1,16. В соответствии с этими данными возраст гурского комплекса может быть определен в 170 млн. лет, т.е. средняя юра. Геологическое значение полученного результата весьма велико, поскольку влечет за собой выделение нового этапа магматизма в юрское время (ред.).

Хунгарийский комплекс высокоглиноземистых гранитов (γK_1h) распространен в пределах Центрально-Сихотэалинского антиклинария и в его периферийной зоне. Основу комплекса составляют *граниты биотитовые и двуслюдяные кордиеритсодержащие, гранодиориты*, которыми сложены наиболее крупные на территории листа (площадью от 200 до 900 км²) Хунгарийский, Хуту-Джаурский, Сандинский, Гобиллинский, Тардоки-Янинский, частично Горбилинский плутоны, а также относительно небольшие (до 50 км²) массивы (Гаодочакский, Моховой, Каданаунский, частично Хребтовой, Сангинский, южная часть Дюкалинского и др.), ряд малых тел сложной морфологии и единичные дайки.

Хунгарийский массив охватывает водораздельные пространства верхних течений рек Хуту и Гур на площади около 900 км². Он приурочен к зонам сочленения разломов северо-восточного и северо-западного направлений, в том числе блокообразующих, являющихся границами структурно-формационных подзон – Хорско-Тормасинской, Анюйской, Лужкинской. Такая приуроченность обусловила сложную форму массива в плане – в целом удлиненную в северо-восточном направлении (на 50 км), при простирании его западной части на север, восточной – на юго-восток. С массивом связаны широкие (2–3 км и более) ореолы контактового метаморфизма, свидетельствующие о погружении его контактов в сторону вмещающих образований. Судя по конфигурации границ в рельефе, северо-западный и северный контакты более пологие. Выходы гранитов на удалении 5–10 км от этих контактов, в том числе Дюкалинский массив, в едином поле роговиков принадлежат, очевидно, именно Хунгарийскому интрузиву на глубине. На востоке, в бассейне р. Гур, массив частично перекрыт покровами вулканитов синанчинского и богопольского комплексов, прорван субвулканическими телами последнего и интрузией гранодиоритов верхнеудоминского комплекса. Сложен массив преимущественно среднезернистыми порфиroidными гранитами с неравномерным распределением биотита – от лейко- до меланократовых, в западной части сменяющихся гранодиоритами. На отдельных участках отмечаются двуслюдяные разности гранитов, а в узкой восточной эндоконтовой

зоне – мелкозернистые гранодиориты. В краевых частях массива в породах проявлена гнейсовидность [26].

На геофизической основе Хунгарийскому массиву соответствует спокойное слабо отрицательное магнитное поле, а его западной части – незначительное понижение поля силы тяжести.

Хуту-Джаурский и Гобиллинский массивы, соединенные узкими трещинными апофизами, по-существу являются единым плутоном, занимающим в эрозионном срезе площадь более 800 км². Он, расширяясь, протягивается в северо-восточном направлении на 85 км от нижнего течения р. Гобилли до верхнего течения р. Хуту и осложнен апофизами этого же и субширотного направлений. Юго-восточный контакт плутона крутопадающий, северо-западный, осложненный наиболее протяженными (5–10 км) апофизами шириной до 3 км, – относительно полого (50–70°) погружается в сторону вмещающих образований Анюйской подзоны и имеет широкую (2–3 км) экзоконтактовую зону роговиков. К юго-восточному контакту Гобиллинского массива приурочен надвиг, погружающийся в сторону массива, в связи с чем зона роговиков вдоль него отсутствует. На глубине, в районе выходов анюйской толщи, массив своими апофизами, вероятно, соединяется с крупным лополитом гранитоидов, которому соответствует локальный минимум силы тяжести [375]. Плутоны сложены средне- и крупнозернистыми, участками порфиroidными биотитовыми гранитами и гранодиоритами. Мелкозернистые фации гранитов, переходящих в гранодиориты, имеют ограниченное распространение и, в основном, находятся в эндоконтактовых зонах апофиз, где в них проявлена гнейсовидность и присутствуют многочисленные ксенолиты метаморфических пород. Породы анюйской толщи, вмещающие одну из апофиз, настолько переработаны гранитным расплавом, что зачастую невозможно провести четкую границу между интрузивными и метаморфическими породами [341].

Тардоки-Янинский массив, частично размещенный за пределами площади листа, занимает водораздельные пространства между верхним течением р. Поди и р. Анюй. Он представляет собой батолит с полого (20–40°) погружающимися контактами в сторону вмещающих пород светлореченской толщи и джаурской свиты, которые ороговикованы на расстоянии от 2 до 6 км от контактов и содержат много жил безрудного молочно-белого кварца. Общее куполообразное строение массива подчеркивается концентрической ориентировкой трещин отдельности и конфигурацией приуроченной к нему отрицательной аномалии силы тяжести. Сложен массив преимущественно среднезернистыми, реже крупнозернистыми или порфиroidными биотитовыми гранитами, которые участками сменяются гранодиоритами. Для гранитов характерны признаки катаклаза и повсеместное присутствие ксенолитов роговиков, кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов и молочно-белого кварца. В пределах массива отмечаются единичные дайки мелкозернистых гранитов, многочисленные жилы аплитов и пегматитов мощностью 0,1–0,2 м, реже до 2 м [455, 375].

Сандинский массив площадью около 400 км² обнажен на водораздельных пространствах рек Заур, Дагды и Коппи, протягиваясь от горы Второй Заур до долины р. Коппи более чем на 40 км, и представляет собой батолитопо-

добное тело, резко расширяющееся в северо-восточном направлении. Он локализован среди готерив–раннеальбских терригенных отложений Лужкинской подзоны, частично перекрыт эффузивами и прорван субвулканическими телами позднемелового–палеоценового богопольского комплекса, а в юго-восточной части прорван малыми интрузиями диоритов и гранодиоритов баппинского комплекса. Северо-восточная граница массива в бассейне р. Санды имеет в плане извилистые очертания, а обособленное здесь небольшое (25 км²) тело гранитов (Моховой массив), по-видимому, соединяется на сравнительно небольшой глубине с Сандинским массивом. Северо-западный контакт массива прямолинеен и падает в сторону вмещающих отложений под углом 45–60°. Юго-восточный контакт, судя по его конфигурации в рельефе и расширению (до 5 км) ореола ороговикования, более пологий (15–25°) [412].

В составе Сандинского массива преобладают средне- и крупнозернистые меланократовые биотитовые граниты розовато- или желтовато-серого цвета, нередко близкие к гранодиоритам. Для них характерны крупные (до 3 см) порфировые выделения полевых шпатов. В юго-восточной части массива распространены более лейкократовые среднезернистые двуслюдяные разновидности, лишенные крупных вкрапленников полевых шпатов. В эндоконтактной зоне здесь количество слюд уменьшается до 3 %, структура гранитов приближается к мелкозернистой, распространены дайки аплитов, в центральных частях переходящих в пегматиты, широко проявлена грейзенизация и турмалинизация пород, в которых отмечаются жилы безрудного кварца мощностью 1–2 м и протяженностью до 700 м. В биотитовых гранитах массива наблюдается большое количество в разной степени переработанных ксенолитов песчано-глинистых пород – от "теневых", различимых лишь по повышенному содержанию биотита, до типичных роговиков с четкими ограничениями. Кроме них в гранитах присутствуют угловатые ксенолиты кристаллических сланцев, гнейсоподобных пород, а также своеобразные округлые включения молочно-белого или светло-серого крупнокристаллического кварца размером до 3 x 7 см, вдоль контактов которых в гранитах обычно отчетливо ориентированы чешуи биотита [454].

Расположенный в бассейне р. Дагды, в 20 км юго-восточнее Сандинского массива, Каданаунский массив площадью 40 км² представляет собой типичную трещинную интрузию, вытянутую в северо-восточном направлении на 17 км. Сложен он меланократовыми биотитовыми гранитами, ничем не отличающимися от сандинских гранитов [127]. Вероятно, этот интрузив является апофизой Сандинского массива, перекрытой вулканитами самаргинской, богопольской и совгаванской свит.

В Горбилинском плутоне, приуроченном к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому, хунгарийские граниты слагают центральную (на территории листа – южную) его часть в окружении гранитоидов баппинского и верхнеудоминского комплексов. Они представлены в основном среднезернистыми биотитовыми разновидностями, имеющими гнейсовидный облик, а в бассейне р. Юли, где прорывают существенно алевролитовые породы светлореченской свиты, – мелкозернистыми, преимущественно двуслюдяными [26].

Небольшой (около 25 км²) Гаодочакский массив, расположенный в верховьях рек Бол. Эртукули и Гаодога, представляет собой удлинённый в северо-

восточном направлении интрузив с периклинальными падениями контактов – крутыми на юго-восток и относительно пологими на северо-запад и юг. Он своей юго-западной частью прорывает метаморфиты анойской толщи и гурские габбро, а большей северо-восточной – вулканогенно-кремнисто-терригенные образования джаурской свиты и светлореченской толщи. Массив, вероятно, как и апофизы Гобиллинского массива, является выходом на поверхность фрагмента лополита, которому южнее соответствует локальный минимум поля силы тяжести. В строении массива преобладают однообразные серые среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты, в юго-западной энконтатковой зоне фациально переходящими в мелко- и среднезернистые гранодиориты [341].

Цепочка трещинных интрузий прослеживается среди различных отложений Лужкинской подзоны в зоне разрывов северо-восточного направления от истоков р. Каргани до среднего течения р. Судулюнэ (левые притоки р. Бута). Две наиболее крупные из них (45 и 15 км²), показанные на геологической карте в составе соответственно Хребтового и Сангинского массивов, прорваны интрузиями баппинского и верхнеудоминского комплексов. Сложены трещинные тела мелко-среднезернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами [518, 283].

Все прочие небольшие тела хунгарийского комплекса представляют собой типично трещинные тела, ориентированные в основном согласно простиранию складчатых структур. Дайки средне- и мелкозернистых гранитов и гранодиоритов, аналогичных по составу и химизму массивам, немногочисленны. Они располагаются на незначительном удалении от крупных массивов, имеют различную ориентировку, крутое падение, протяженность до 1 км, мощность до 50 м [341].

Граниты и гранодиориты имеют качественно идентичный минеральный состав и типично гранитовую, с участками монцонитовой, структуру. Отличительными особенностями их петрографического состава являются высокие содержания ярко-рыжего биотита (8–15 % в гранитах, до 30 % в гранодиоритах) при отсутствии роговой обманки, наличие первичномагматического и вторичного, замещающего биотит, мусковита, содержание которого варьирует от редких зерен в биотитовых гранитах до 5 % и более в двуслюдяных. Чрезвычайно характерно присутствие зерен кордиерита (до 5 % в эндоконтактах с алевро-пелитовыми породами), как правило, замещенных зеленовато-бурым гелевидным веществом, то очень тонкозернистым, почти изотропным, то спутанно-волоконистым, похожим на агрегат серицита и хлорита. Плаггиоклаз, представленный слабо зональными кристаллами олигоклаза или андезина (30–60 %), обычно преобладает над кварцем (20–30 %) и нерешетчатый с небольшим количеством пертитовых вростков калишпатом (20–45 %). В эндоконтатковых зонах интрузий и в их апофизах, прорывающих метаморфиты анойской толщи, содержание последнего снижается до 5 %. Среди аксессуарных минералов, кроме обычных вообще для гранитоидов района – апатита, циркона, сфена, монацита, типичны гранат, турмалин, топаз, шпинель. Рудные минералы представлены преимущественно ильменитом, в связи с чем породы, в отличие от магнетитсодержащих палеогеновых гранитов, практически немагнитны.

Насыщенность гранитов слюдой, кордиеритом и гранатом связана с избыточными количествами в них глинозема, по сравнению с щелочами [375].

Вмещающие отложения метаморфизованы с образованием в непосредственной близости кордиерит-биотит-кварцевых роговиков по алевропелитовым и кварцитов по кремнистым породам.

С интрузиями связаны грейзенизация, турмалинизация и окварцевание пород. Грейзенизация проявлена в гранитах и выражается в новообразованиях мусковита и кварца в зонах разрывных нарушений. Вблизи контактов интрузий роговики рассечены тонкими (от долей миллиметра до 1,5 см) кварцевыми прожилками иногда с редкой вкрапленностью мелких кристаллов турмалина. В эндоконтактных зонах встречаются турмалин-кварцевые прожилки и жилы мощностью 5–20 см (иногда до 2,5 м). Жилы и прожилки кварца несут вольфрамовую минерализацию.

В качестве хунгарийской серии готеривского возраста граниты с указанными диагностическими признаками впервые были выделены Э. П. Изохом [1964 г.]. Наиболее молодыми вмещающими их образованиями на площади листа являются апт-альбские отложения. В свою очередь граниты перекрыты позднемеловыми (сеноман-туронскими) вулканитами синанчинского комплекса и интродированы также позднемеловыми гранитами баппинского комплекса. На основании этих данных возраст хунгарийского комплекса принят как позднеальбский.

Калий-аргоновые датировки хунгарийских гранитов по валовым пробам (более 30 определений) на площади листа [341, 371, 412, 293, 375 и др.] и на прилегающей территории противоречивы – от 72 до 488 млн. лет, хотя большинство из них и соответствуют раннему мелу. Уран-свинцовым методом по цирконам получены две датировки гранитов и гранодиоритов Хунгарийского массива – соответственно $127,81 \pm 0,98$ и $127,7 \pm 1,2$ млн лет. В этих же пробах присутствуют кристаллы явно ксеногенного циркона с радиологическим возрастом 581 ± 10 млн лет и зональные кристаллы, одни из которых кристаллизовались (от ядра к периферии) в возрастном диапазоне $186,5 \pm 1 - 137,3 \pm 1,3$ млн лет, другие – $165,4 \pm 2,0 - 131,1 \pm 1,6$ млн лет и $65,8 \pm 1,5 - 61,35 \pm 0,84$ млн лет. Противоречивость датировок объяснима, поскольку именно хунгарийские граниты несут признаки анатектического происхождения и среди гранитоидов района наиболее подвержены постмагматическим изменениям.

Интрузии позднемелового возраста

Позднемеловые интрузии выделены в Восточнобуреинской и в Сихотэ-Алинской ВПЗ.

Эвурский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый выделен в одноименном вулcano-плутоническом ареале Восточнобуреинской ВПЗ и представлен тремя интрузивами площадью от 35 до 70 км², серией небольших штоков и трещинных тел, локализованных в верховьях рек Пильда и Лимурчан среди триасово-юрских кремнисто-терригенных образований Горинской подзоны Баджало-Горинской СФЗ. На территории листа интрузивы сформировались в две (первая и вторая) фазы внедрения.

Первая фаза: кварцевые диорит-порфириды, кварцевые монцодиориты и кварцевые диориты ($q\delta\lambda K_2ev_1$); монцодиориты ($q\mu\delta K_2ev_1$) среди пород комплекса пользуются наибольшим распространением. Кварцевые монцодиориты и монцодиориты слагают целиком Бокторский массив, большую часть Болокоули-Гореловского и Лимурчанского массивов, а также несколько малых штоков, наиболее крупный из которых (около 4 км^2) показан на геологической карте. Все массивы имеют овальную форму в плане, вытянутую в северном или северо-восточном направлениях. Они отчетливо выделяются на местности по возвышенным массивным формам рельефа. Контакты массивов, круто падающие как в сторону вмещающих отложений, так и в сторону массивов, слабо волнистые, на отдельных участках прямолинейные.

Бокторский массив сложен однородными среднезернистыми кварцевыми монцодиоритами, иногда переходящими в безкварцевые разности. Ширина зоны роговиков вокруг массива составляет 1–1,5 км, а в южном экзоконтакте достигает 3 км. Наличие в контуре массива остатков кровли вмещающих пород указывает на относительно небольшую степень его эродированности. На геофизической основе массив характеризуется аномальным положительным магнитным полем. По количественным расчетам последнего, глубина до нижней кромки магнитовозмущающего объекта в северной части массива составляет 2,5 км [295]. В поле силы тяжести массив практически не выделяется.

В Лимурчанском массиве преимущественно среднезернистые, ближе к контакту мелкозернистые кварцевые и бескварцевые монцодиориты слагают дугообразное тело шириной 1,5–4 км в западном и южном эндоконтактах массива. Контакты тела наклонены в сторону вмещающих образований, в том числе вулканитов позднемелового омельдинского комплекса под углами 50–70°. В магнитном поле роговиков тело фиксируется слабо повышенными значениями его напряженности [295, 323].

В Болокоули-Гореловском массиве первая фаза занимает основную его часть (около 80 % площади), протягивающуюся в северо-восточном направлении согласно простиранию складчатых структур вмещающих пород, ороговикованных на ширину более 3 км. Кварцевые монцодиориты, в отличие от аналогичных пород других массивов, характеризуются порфиroidной, а в эндоконтактных частях тела порфиroidными структурами и часто содержат ксенолиты вмещающих пород [16]. На северо-восточном продолжении массива в едином поле ороговикования обнажены такие же разности пород, слагающие интрузивное тело, уходящее за северную границу территории листа. На геофизической основе первая фаза массива характеризуется лишь незначительным повышением напряженности магнитного поля.

Кварцевые монцодиориты обладают гипидиоморфнозернистой, гранофиroidной, пойкилитовой или монцонитовой структурами и состоят из плагиоклаза (№ 32–52) – 40–45 %, калишпата – до 23 %, кварца – 16–18 %, биотита, роговой обманки, моноклинного и ромбического пироксена, в сумме составля-

ющих около 16 %. Аксессуары представлены рудными минералами, апатитом, цирконом, турмалином и монацитом. Вторичные минералы – уралитовая роговая обманка, волокнистый амфибол тремолит-актинолитового ряда, хлорит, эпидот, альбит. Монцодиориты отличаются от кварцевых монцодиоритов меньшим количеством кварца (3–5 %) и калишпата (10–15 %) и большим (45–50 %) – плагиоклаза и темноцветных минералов [323].

По химическому составу кварцевые монцодиориты относятся к известково-щелочной серии и содержат 59,91–62,30 % кремнезема и 5,85–7,02 % щелочей при близких количествах натрия и калия [295].

Кварцевые диорит-порфиры и кварцевые диориты первой фазы эвурского комплекса, слагают довольно многочисленные малые трещинные, реже штокообразные тела и дайки. Их наибольшая концентрация отмечается в южном обрамлении Лимурчанского массива, где они залечивают разрывы преимущественно северо-восточного направления. Протяженность трещинных тел не превышает 3,5 км, ширина – 400 м. Штокообразные тела площадью до 0,8×1,5 км ориентированы в северо-западном и субширотном направлениях. Два сближенных таких штока в увеличенном масштабе показаны на геологической карте в междуречье Медвежий – Лев. Пильда как единое тело.

Кварцевые диорит-порфиры с микрозернистой основной массой тесно ассоциируют с мелкозернистыми кварцевыми диоритами, имеющими гипидиоморфнозернистую с элементами пойкилитовой структуру, и слагают большой объем тел. Они состоят из плагиоклаза (№ 34–44) с прямой зональностью – 65–70 %, роговой обманки – 10–15 %, биотита – до 5 %, пироксена – 2–3 %, кварца – 8–10 %, калишпата – 5–7 %. Акцессорные минералы – ильменит, магнетит, апатит (часто зональный), сфен, циркон. Вторичные минералы – альбит, хлорит, карбонаты. Количество вкрапленников, среди которых преобладает либо плагиоклаз, либо роговая обманка, варьирует от 10 до 65 % объема породы [323].

Вторая фаза: *гранодиориты* ($\gamma\delta K_2ev_2$), *гранодиорит-порфиры* ($\gamma\delta\pi K_2ev_2$) входят в состав Лимурчанского и Болокоули-Гореловского массивов, а также слагают многочисленные малые трещинные тела и дайки.

В Лимурчанском массиве тело гранодиоритов площадью около 50 км² размещено в его восточной части среди кварцевых монцодиоритов первой фазы и вулканитов омельдинской толщи. Последние ороговиканы на ширину 1,5–2 км. Сложена интрузия среднезернистыми роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, у контакта с кварцевыми монцодиоритами более лейкократовыми их разновидностями, близкими к плагиогранитам, и гранодиорит-порфирами. В эндоконтакте отмечаются маломощные (до 10 см) жилы кварца [295].

В Болокоули-Гореловском массиве тело, сложенное гранодиорит-порфирами, занимает южную его часть площадью около 8 км². Ширина экзоконтактной зоны ороговикования достигает 3 км. Гранодиорит-порфиры, как и кварцевые монцодиориты первой фазы массива, содержат ксенолиты вмещающих осадочных пород [16].

Гранодиориты и гранодиорит-порфиры обоих массивов немагнитны. На геофизической основе их выходам соответствуют локальные повышения поля силы тяжести.

Малые тела, аналогичные по составу гранодиоритам и гранодиорит-порфирам массивов, распространены на удалении до 10 км от Лимурчанского массива, а также сконцентрированы в верховьях р. Пильда. Они имеют сложную конфигурацию в плане и площадь не более 1 км² каждое. Три ареала таких тел, локализованных в единых полях ороговикованных пород, показаны на геологической карте как обособленные интрузии, которыми они, очевидно, и являются на небольшой глубине. Этим телам сопутствуют дайки аналогичного состава протяженностью 100–150 м и мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров, ориентированные в северо-восточном направлении [323].

Гранодиориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из плагиоклаза № 32–40 (40–45 %), калишпата (15–20 %), кварца (20–25 %), биотита (5–10 %), роговой обманки (5–6 %). Акцессорные минералы – рудный, сфен, апатит, циркон, редко монацит; вторичные – серицит, хлорит, эпидот, биотит. В лейкократовых разностях гранодиоритов плагиоклаз имеет более кислый состав (№ 28–36), а количество темноцветных минералов не превышает 10 %. Гранодиорит-порфиры отличаются от гранодиоритов лишь порфировой или сериально-порфировой структурами при мелкозернистой основной массе. Количество вкрапленников (плагиоклаз, биотит, роговая обманка, кварц) в них варьирует от 10 до 80 % объема породы [295].

С эврусским комплексом связана золотая минерализация золоторудной кварцевой формации и проявления молибдена и вольфрама.

Позднемеловой возраст эврусского комплекса принят на основании того, что его интрузии прорывают сеноманские вулканиты омельдинского комплекса, а калий-аргоновые датировки по валовым пробам (5 определений) кварцевых монцодиоритов и гранодиоритов Лимурчанского и Бокторского массивов укладываются в интервал 71,2–114,6 млн лет. Следует отметить, что, по данным В. Н. Дьякова [295], в гальках конгломератов малоомельдинской толщи присутствуют кварцевые монцодиориты, похожие на эврусские.

Нижнеамурский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый выделен в пределах одноименного вулcano-плутонического ареала, где он представлен многочисленными преимущественно небольшими интрузивами трех фаз внедрения.

Первая фаза: диориты и диорит-порфиры (δK_2n_1) слагают шток (4 км²) на контакте жорминской толщи и силасинской свиты в верховьях р. Дидбиран и дугообразное трещинное тело (1×8 км), прорывающее ларгасинскую свиту в низовьях р. Яй. Интрузии имеют крутопадающие контакты и узкие (до 200 м) зоны экзоконтактных роговиков. Шток сложен средне-мелкозернистыми диоритами, лишь в энконтакте переходящими в диорит-порфиры [296]. Трещинное тело представлено в основном диорит-порфирами, а в восточной части - мелкозернистыми диоритами [298].

Вторая фаза: гранодиориты и гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta K_2n_2$); **кварцевые диориты и кварцевые диорит-порфиры** ($q\delta K_2n_2$) слагают Агние-Афанасьевский (Балахойский), Ямтульский, другие массивы, многочисленные мелкие трещинные тела и дайки [323].

Агние-Афанасьевский массив на территории листа представлен своей южной частью площадью около 20 км² в верховьях левых притоков р. Пильда. В

плане очертания его границ извилистые с глубокими ответвлениями во вмещающие нижнемеловые осадочные отложения комсомольской серии. Гранодиориты и гранодиорит-порфиры, слагающие, большую часть массива, имеют между собой фациальные взаимопереходы. Восточная часть массива и малые тела, обнаженные юго-западнее его, сложены кварцевыми диоритами, а в эндоконтактных зонах – кварцевыми диорит-порфиритами. Вмещающие породы вокруг массива и малых тел, вероятно, являющихся его сателлитами, ороговикованы на ширину более 3 км. Участками они прокварцованы, сульфидизированы и рассечены мелкими прожилками кварца [300, 323]. На геофизической основе южной части Агние-Афанасьевского массива и его сателлитам соответствует лишь слабое повышение аэромагнитного поля.

Ямтульский массив площадью менее 10 км², удлинённый в северо-западном направлении, локализован среди среднеюрских–нижнемеловых осадочных отложений в междуречье Лимурчан–Ямтул. Ширина зоны экзоконтактных роговиков достигает 3 км, а в южном направлении возрастает до 7 км. В северном экзоконтакте наблюдается зона (0,1×1,0 км) кварц-серецитовых метасоматитов северо-западного простирания с редкими прожилками сульфидизированного кварца, несущими золотую минерализацию [295]. В центральных частях массив сложен порфировидными гранодиоритами, к контакту постепенно переходящими в гранодиорит-порфиры, иногда в кварцевые диорит-порфириты с микрозернистой (до стекловатой) структурой основной массы. Массив и расположенная в 5 км юго-восточнее его малая интрузия такого же состава фиксируются единой контрастной положительной магнитной аномалией, по характеру которой можно предположить крутое падение северо-восточного контакта интрузива и пологое – юго-западного [323].

Гранодиориты второй фазы нижеамурского комплекса – серые равнозернистые или порфировидные породы средне-крупнозернистой гранитовой структуры и массивной текстуры. Состоят они из плагиоклаза (андезин-олигоклаз – 40–45 %), калишпата (15–20 %), кварца (15–20 %), биотита, роговой обманки, реликтов пироксена (10–15 %). Акцессорные минералы – рудный, циркон, сфен, редко монацит, ортит; вторичные – серицит, альбит, кварц, хлорит, эпидот и волокнистый амфибол. Гранодиорит-порфиры отличаются от гранодиоритов порфировой или сериально-порфировой структурами и мелкозернистой гипидиоморфнозернистой, графической, сферолитовой, пойкилитовой, либо аплитовой структурами основной массы.

Все породы нижеамурского интрузивного комплекса отличаются нормальной щелочностью натрового и, реже, калий-натрового типа. Повышенные (4,5–5 %) содержания Na₂O отмечается у наиболее кислых их разновидностей – гранодиоритов. С увеличением кислотности пород увеличивается и суммарное (7–7,9 %) количество щелочей, но пород умереннощелочного ряда в составе различных фаз комплекса не отмечалось. Содержание кремнекислоты в породах колеблется от 49–55 % у габбродиоритов, до 64–67 % у гранодиоритов. По содержаниям извести и щелочей породы соответствуют известково-щелочной серии [323].

По данным спектрального анализа сколковых проб, в диоритах и кварцевых диоритах содержания галлия, скандия и олова выше кларковых, содер-

жания молибдена, меди, цинка близки к кларковым, а остальных элементов - ниже кларковых. В гранодиоритах и гранодиорит-порфирах содержания галлия и скандия в 60 раз выше кларковых, содержания ванадия, хрома и титана – в 1,5–2 раза. Содержания молибдена, кобальта, марганца, никеля и циркония близки кларкам, а бария, олова, свинца, цинка, стронция, иттрия, иттербия ниже их средних значений [323].

Третья фаза: *граниты и гранит-порфиры* (γK_2n_3); *лейкограниты* (γK_2n_3). Породами третьей фазы представлен Шаманский массив, ряд более мелких тел и даек.

Шаманский массив на фоне окружающих роговиков отчетливо выделяется на дистанционной основе массивными, менее расчлененными формами рельефа. Слагающие массив породы имеют матрацевидную отдельность и при выветривании образуют, как, например, на горе Шаман, высокие останцы разнообразной формы. Размер блоков матрацевидной отдельности, по данным А. М. Перфильева [417.], в среднем составляет $0,5 \times 1,2 \times 1,5$ м, нижняя поверхность блоков наклонена в северо-западном направлении по азимутам $255-320^\circ$ под углами $10-20^\circ$. Массив оказывает интенсивное воздействие на вмещающие породы. Ширина ореола контактового метаморфизма на отдельных участках вокруг него превышает 2 км. Ороговикование пород различной интенсивности отмечается также в полосе меридионального направления между Сидзьяпинским и Шаманским массивами, где присутствуют мелкие по площади выходов на дневную поверхность тела гранитов и гранит-порфиров. В этой связи возникает предположение, что они представляют собой апофизы более крупного слабо эродированного массива.

В магнитном поле Шаманский массив выделяется интенсивной аномалией овальной формы, указывающей на крутой северный и сравнительно пологий южный контакты. В гравиметрическом поле он выделяется локальной почти округлой аномалией на фоне меридиональной зоны разуплотнения.

Дайковые породы, связанные с внедрением гранитоидов третьей фазы, размещены преимущественно среди окружающих массив ороговикованных пород, реже в самом массиве. Представлены они преимущественно гранит-порфирами, имеющими отчетливо выраженную северо-восточную ориентировку. Протяженность даек составляет 200–500 м при максимальной ширине до 200 м. В самой массиве распространены также дайки и жилы аплитов и пегматитов. Мощность их не превышает 1 м, протяженность нескольких метров. Их размещение и ориентировка контролируются зонами трещиноватости и разрывными нарушениями соответствующих направлений.

Шаманский массив характеризуется полифациальным составом. Граниты, доминирующие в его строении, – серые средне-крупнозернистые, иногда порфировидные породы гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие из калишпата (25–35 %), кварца (30–40 %), плагиоклаза (10–25 %), биотита (5–8 %) и акцессорных ильменита, циркона, редко граната, апатита, ортита, сфена, рудного минерала. Лейкограниты приурочены к центральным частям массива, а также слагают небольшие (до 4 км^2) штоки в бассейне р. Лимури. От гранитов они отличаются розовато-серым цветом, большим количеством (иногда до 50 %) калиевого полевого шпата и меньшим – биотита (1–3 %). Гранит-порфиры слагают эндоконтактовые зоны массива, малые тела и дай-

ки, расположенные в основном в левобережной части района. Они состоят из микрогранитовой, микроаплитовой и микропегматитовой основной массы и вкрапленников (до 5 мм) калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца с характерными оплавленными формами, биотита. Аксессуары – апатит, сфен, рудный минерал.

В лейкогранитах Шаманского массива содержание кремнекислоты составляет 73–76 %, сумма щелочей – 8,13–8,56 % при преобладании натрия над калием. В гранитах эти параметры соответственно равны 70 % и около 7 %.

Нижнеамурский комплекс имеет отчетливо выраженную золотую минерогеническую специализацию. Ещё Э. П. Изохом [67] было подмечено, что между типом щелочности магматических пород и их металлогенической специализацией существует определенная взаимосвязь. Магматические комплексы натровой специализации продуктивны на золото, калиевой – на олово и редкие металлы.

Возраст нижнеамурского комплекса как позднемеловой был определен Э. П. Изохом [67] по его соотношениям с другими геологическими подразделениями. На территории листа установлено, что его интрузии прорывают турон–коньякские вулканиты татаркинской свиты, а сами они интродуцированы палеоценовыми гранитоидами бекчиулского комплекса. Калий-аргоновые датировки, полученные на предшествующем этапе исследований пород различных интрузивных фаз, имеют разброс в интервале 73–114 млн. лет. U-Pb возраст цирконов из гранодиорит-порфиров окрестностей Агни-Афанасьевского золоторудного месторождения, определенный в ЦИИ ВСЕ-ГЕИ составил $84,7 \pm 2,1$ млн лет, что соответствует сантону [323].

Баппинский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый распространен в пределах Северо-Сихотэ-Алинского ареала, где представлен относительно крупными гранитоидными массивами и небольшими штокообразными телами и дайками трех фаз внедрения.

Первая фаза – *диориты, кварцевые диориты, монциты, габбродиориты, габбро* (δK_2b_1) слагают небольшие, в том числе не выраженные в масштабе карты штоки, удлиненные в плане тела различной конфигурации площадью от 0,1 до 20 км² и дайки мощностью до 150 м и длиной 0,2–4 км в юго-западной части территории листа. Некоторые из них входят в состав сложно построенных массивов – Таунгинского, Баппинского.

Таунгинский массив (12 км²) расположен в районе одноименной высоты, на водоразделе рек Таунга и Мопану. Это штокообразное тело, сопровождающееся небольшим сателлитом, в плане имеет форму неправильного овала. Оно залегает среди кордиеритсодержащих гранитов Хребтового массива и терригенных отложений журавлевской и ключевской свит, ороговикованных в зоне шириной до 1,5 км. Благодаря повышенной магнитной восприимчивости пород Таунгинский массив индуцирует отчетливую магнитную аномалию. Он сложен преимущественно среднезернистыми диоритами, их кварцевыми разностями и монцитами, прорванными штоком и дайками биотит-роговообманковых гранодиоритов второй фазы баппинского комплекса. В краевых частях массива преобладают диориты, имеющие мелкозернистую структуру. Здесь же отмечаются обособленные тела мелкозернистых габбро-

диоритов, которые, возможно, представляют самостоятельную интрузивную фазу.

Диориты и монцониты имеют призматическизернистую или монцонитовую структуры и состоят из плагиоклаза (№ 46–60) – 40–50 %, калиевого полевого шпата – 10–26 %, авгита – 15–20 %, бурой роговой обманки – 0–3 %, биотита – 5–15 %, кварца – 5–10 % и аксессуарных апатита, циркона и рудного минерала. Характерны интенсивные вторичные изменения – альбитизация плагиоклаза, уралитизация пироксена и хлоритизация биотита. В габбродиоритах кварц, калиевый полевой шпат и роговая обманка отсутствуют, а количество темноцветных минералов достигает 50 %. При этом кроме авгита отмечаются зерна гиперстена и оливина.

В бассейне р. Баппу среди терригенных пород устьколумбинской, приманкинской и каталевской свит обнажается субмеридиональная цепочка малых штоков и даек, которые фиксируют наличие здесь тектонически ослабленной зоны. Самый крупный интрузив цепочки, Баппинский, объединяет несколько сближенных штоков на площади около 15 км². Расположение всех штоков цепочки в едином ореоле ороговикования указывает на то, что они представляют собой выходы единого слабо эродированного массива. Сложены тела среднезернистыми диоритами, реже габбродиоритами, переходящими в узких эндоконтактных зонах в мелкозернистые разности, близкие к диорит-порфирам [375].

В верховьях р. Санга аналогичные по составу штоки и дайки приурочены к сложно ветвящейся системе Анюйско-Таунгинских разломов. Наиболее крупный из этих штоков (5 км²) известен под названием Сангинского. В среднем течении р. Иггу обнажается трещинная интрузия диоритов, прорванная малыми (не выраженными в масштабе карты) телами гранодиоритов второй фазы и субвулканических андезитов и риолитов, очевидно, самаргинского и богопольского комплексов. Все эти интрузивы сложены близкими в петрографическом и петрохимическом отношениях породами, наиболее характерной чертой которых является повышенная, по сравнению со средними мировыми типами пород, щелочность [375].

Группа сближенных тел площадью от 4 до 20 км² в верховьях рек Боджауса, Ботчи и Оуми размещена среди терригенных отложений светловоднинской, кемской и лужинской свит в тектонически ослабленной зоне разлома, разделяющего Лужинскую и Кемскую структурно-формационные подзоны. Тела имеют изометричную, реже удлиненную в северо-восточном направлении форму. Они окружены экзоконтактной зоной кордиеритовых и слюдястых (по алевrolитам), биотитовых и кварц-биотитовых (по песчаникам) роговиков шириной 150–350 м. Ороговикованные же породы распространены на значительном удалении (до 3–4 км) от контактов и практически сливаются с полями проявления контактового метаморфизма, связанного с соседними телами. В строении интрузий наблюдается довольно четкая зональность – центральные части тел сложены средне-крупнозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами, к периферии через порфириформные мелкозернистые разности переходящими в диорит-порфиры [380, 400].

Диориты имеют призматическизернистую структуру и состоят из плагиоклаза (№ 46–60) – 60–70 %, кварца – 0–6 %, зеленовато-бурого биотита – 2–15

%, бурой роговой обманки – 3–16 %, пироксена (авгита) – 3–5 %. В единичных зернах присутствуют калиевый полевой шпат и акцессорные минералы: апатит, циркон, ильменит, хромит, сфен, иногда гранат и ортит. Характерны интенсивные вторичные изменения – альбитизация плагиоклаза, уралитизация пироксена и хлоритизация биотита. В кварцевых диоритах количество кварца возрастает до 20 % за счет соответствующего уменьшения количества плагиоклаза и темноцветных минералов. Монцониты содержат 10–25 % калиевого полевого шпата и имеют монцонитовую структуру. В габбродиоритах и габбро, отличающихся габбро-офитовой структурой, плагиоклаз имеет более основной состав – № 60–65, кварц, калиевый полевой шпат и роговая обманка отсутствуют, а количество темноцветных минералов достигает 50 %. При этом в габбро кроме авгита отмечаются зерна гиперстена и оливина [380, 375].

Вторая фаза – *гранодиориты, гранодиорит-порфиры и кварцевые диориты* ($\gamma\delta K_2b_2$) обычно тесно ассоциируют с диоритами и монцонитами предшествующей фазы. Наиболее крупные трещинные и неправильные по форме крутопадающие штокообразные тела локализуются в пределах Коппи-Аджаламинской системы разломов. Три таких сближенных штока площадью по 2,5–5 км каждый обнажаются в среднем течении р. Дю. Их центральные части сложены среднезернистыми, а краевые – мелкозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами. По краям штоков картируются тела более ранних диоритов, в которых проявлена слабая биотитизация. Гранодиориты состоят (в %) из олигоклаз-андезина – 60–65, калиевого полевого шпата – 15–20, кварца – 15–20, биотита – 5–10, бурой роговой обманки – 5–10, апатита, циркона, граната и рудных минералов. Постоянное присутствие роговой обманки позволяет отличать их от гранодиоритов высокоглиноземистых комплексов.

Интрузии биотит-роговообманковых гранодиоритов и гранодиорит-порфиров входят в состав сложно построенных Таунгинского и Баппинского массивов. Их возрастное положение особенно четко определяется на правом берегу р. Иггу, в пределах одноименного оловорудного проявления. Среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты слагают здесь обособленное тело, а также небольшой шток, прорывающий диориты предшествующей фазы. Вместе с тем, сами гранодиориты прорываются жерловыми фациями позднемеловых риолитов.

Мелкие штоки и дайкообразные тела гранодиорит-порфиров распространены преимущественно на водоразделе рек Бюленя и Яко среди сенонских андезит-дацитов и дацитов. Гранодиорит-порфиры представляют собой тип пород, переходный от гранодиоритов к дацитам субвулканических штоков. Переходы от гранодиорит-порфиров к дацитам наблюдаются на правом берегу р. Иггу, в пределах субмеридиональных трещинных тел [375]. К востоку от этих тел картируются протяженные дайки гранодиорит-порфиров, приуроченные к широтному разлому. Такие же дайки, имеющие самую различную ориентировку, встречаются и в других местах. Контактные изменения вблизи даек и штоков гранодиорит-порфиров проявлены очень слабо, а около интрузий гранодиоритов, в зоне шириной 0,5–1 км, оса-

дочные породы превращены в роговики. Общая ширина контактово-метаморфических ореолов не превышает 2 км.

Гранодиориты и гранодиорит-порфиры близки в петрохимическом отношении к сенонским покровным дацитам и их субвулканическим аналогам. Вышеизложенные геологические и радиологические данные (82 млн лет) однозначно свидетельствуют о их позднемеловом возрасте. Близость состава и возраста, а также наличие переходных по структуре пород позволяет рассматривать все эти образования в качестве генетически единой эффузивно-интрузивной ассоциации позднемелового возраста. К этой же ассоциации, по видимому, следует относить и близкие в петрохимическом отношении диориты и монциты предшествующей фазы. Последние совместно с гранодиоритами и гранодиорит-порфирами принадлежат к так называемому баппинскому комплексу, впервые выделенному и описанному в Бута-Коппинском рудном районе [412]. По возрасту и петрохимическим особенностям пород он близок к бачелазской и мяочанской интрузивным сериям Э. П. Изоха [67].

В составе Горбилинского плутона гранодиориты слагают небольшую восточную часть интрузива, расположенного в междуречье Манома–Хосо–Юли в основном на прилегающей с запада территории и локализованного в зоне эндо- и экзоконтакта хунгарийских гранитов с кремнисто-терригенными породами светлореченской толщи. Гранодиориты представлены преимущественно среднезернистыми, а в узких приконтактных зонах с вмещающими породами мелкозернистыми разностями, которые местами переходят в гранодиорит-порфиры.

Третья фаза – *граниты и гранит-порфиры* (γK_2b_3) развиты на двух разобщенных участках Северо-Сихотэ-Алинского ареала. На первом из них, в междуречье Анюй–Гур, они слагают два интрузива в составе Горбилинского плутона – на левобережье р. Гур и в бассейне р. Манома площадью соответственно 15 (в пределах листа) и 30 км² и несколько малых тел в бассейне р. Гобилли (наиболее крупное из них, площадью 4 км², показано на геологической карте). Интрузии имеют крутопадающие контакты с вмещающими образованиями от поздней перми до раннего мела, в т.ч. с хунгарийскими гранитами, а также с гранодиоритами предшествующей фазы [341].

На втором участке, в междуречье Ботчи–Коппи граниты и гранит-порфиры слагают ряд малых (от 0,3 до 10 км²) тел. Крупные из них вытянуты в северо-восточном и субширотном направлениях, мелкие тела, в большинстве своем не выраженные в масштабе карты, имеют изометричную в плане форму. В целом все они укладываются в дугообразную цепочку, замыкающуюся на сопредельной к югу территории [58].

Строение интрузий неоднородное. Центральные части их сложены среднезернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми мезократовыми гранитами, которые местами переходят в гранодиориты, а в зоне эндоконтакта (100–300 м) становятся мелко-среднезернистыми меланократовыми или (в Горбилинском массиве) переходят в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. В Баппинском массиве встречаются ксенолиты (до 1 м) и крупные останцы (до 3 км в поперечнике) гранодиоритов предшествующей фазы. По набору и характеру породообразующих минералов, структурным особенностям, петрохимическим и геохимическим характеристикам гранитоиды прак-

тически идентичны гранодиоритам предшествующей фазы. Лишь иногда в них калишпат незначительно преобладает над плагиоклазом.

С баппинскими гранитоидами связаны слабые окварцевание и сульфидизация пород, вмещающих интрузии. Сульфидизация проявлена в основном в виде мелкой рассеянной вкрапленности, реже тонких (до 1 мм) прожилков пирита, арсенопирита и пирротина. Кварц образует прожилки мощностью до 5 см. Кварц обычно сливной, реже друзовидный, иногда с мелкими вкраплениями сульфидов. К ним приурочена шеелитовая минерализация.

Нижняя возрастная граница интрузий баппинского комплекса определяется прорыванием ими вулканитов позднемеловой приморской серии, верхняя – прорыванием баппинских гранодиоритов гранитами верхнеудоминского комплекса. Калий-аргоновые датировки гранодиоритов и гранитов укладываются в интервал 70–95 млн. лет (9 определений) [412]. На основании этих данных возраст комплекса принят как позднемеловой.

Интрузии палеоценового возраста

Палеоценовые интрузии распространены в Сихотэ-Алинской ВПЗ. Среди них в Нижнеамурском ареале выделен бекчиулский, а в Северо-Сихотэалинском – верхнеудоминский комплексы.

Бекчиулский комплекс диорит-гранитовый среди интрузий Нижнеамурского ареала пользуется наибольшим распространением. К нему отнесен самый крупный в ареале трехфазный и полифациальный (и полихронный, ред.) Тумнинский массив (более 900 км²), несколько относительно небольших (70–120 км²) интрузивов – Сидзяпинский, Кемский, Уктурский, Верхнеуйский и др. и ряд малых тел и даек. По особенностям петрографического состава и геологическим взаимоотношениям в комплексе выделяются три фазы внедрения, формировавшиеся в гомодромной последовательности.

Тумнинский массив в плане имеет сложную форму, в целом удлиненную в северо-восточном направлении, извилистые границы, осложнен дизъюнктивами, глубокими апофизами и сопровождается телами-сателлитами. По данным гравиметрии, он выражен интенсивным гравитационным минимумом. Магнитное поле над его выходами положительное интенсивностью до 750 нТл, но контуры массива в окружении вулканитов не распознаются. По данным АГСМ-съёмки, массив выделяется повышенными концентрациями радиоактивных элементов. Остальные массивы имеют более простое однофазное и двухфазное строение.

Первая фаза: *кварцевые диориты* ($q\delta P_1 b_1$); *диориты и габбродиориты* ($\delta P_1 b_1$); *кварцевые монзониты, монзониты и монцодиориты* ($q\mu P_1 b_1$). В составе фазы резко преобладают кварцевые монзониты, кварцевые монцодиориты и их порфиоровые разности, слагающие несколько тел в пределах Тумнинского массива. Кемский массив целиком представлен кварцевыми монзонитами, в центральных частях переходящих в монзониты. Малые (не выраженные в масштабе карты) тела монцодиоритов, в эндоконтакте переходящих в монзонит-порфиры, отмечаются вдоль южной и западной границ Уктурского массива. Диориты вместе с габбродиоритами слагают штоки пло-

щадью до 5 км² в северо-восточной части Тумнинского массива и в составе Верхнеуйского интрузива. Кварцевыми диоритами представлена большая часть (около 10 км²) штокообразного интрузива в междуречье левых притоков нижнего течения р. Яй. В первую фазу включены также и выходы габбро среди монцонитоидов на левобережье р. Удунин. Порода первой фазы прорывают и интенсивно ороговикуют осадочные отложения Тумнинской структурно-формационной подзоны, в меньшей степени вулканиты орогенного комплекса, и сами, в свою очередь, прорываются породами последующих интрузивных фаз. Ширина контактово-измененных осадочных пород, связанных с внедрением монцонитоидов первой фазы, составляет два и более километров. Они представлены преимущественно кварц-биотитовыми, реже кордиеритовыми и гранатовыми роговиками и ороговикованными породами на удалении от контакта. Наиболее широкое поле ороговикованных осадочных пород ларгасинской и удуминской свит наблюдается в верховьях р. Тумнин, что дает основание предполагать там наличие нескрытой интрузии. Контактные проявления в вулканитах проявлены гораздо слабее. Помимо рвущих контактов с вмещающими отложениями, в ряде мест установлены и тектонические. В провесах кровли интрузий первой фазы отмечаются ксенолиты вмещающих пород, что может служить указанием на их небольшой эрозионный срез.

Дайки и малые (внемасштабные) тела дайкообразной и изометричной формы, сложенные монцонит-порфирами и монцонитами, распространены среди вулканитов в бассейне р. Саласу, среди осадочных пород и вулканитов в бассейнах рек Уктур и Удунин. Большинство этих тел сосредоточено вокруг упомянутых массивов. Их ориентировка и форма контролируются радиальными и дуговыми разломами вулканоструктур, протяженность составляет 1–2 км при мощности в несколько сотен метров. Контакты тел с вмещающими породами обычно крутые (более 60°), чёткие, ровные или слегка извилистые. Вблизи наиболее крупных даек вмещающие породы испытывают слабое ороговикование на расстоянии до 2 м.

Кварцевые монцониты – обычно розовато-серые, реже серые, среднезернистые однородные или порфириовидные. Состоят они из плагиоклаза (20–46%), калишпата (22–44%), небольшого количества кварца (12–19%) и темноцветных минералов (3–17%). Для Тумнинского массива характерны биотит-роговообманковые кварцевые монцониты, для Кемского – биотит-пироксеновые. Структура их гипидиоморфнозернистая, монцонитовая и пойкилитовая. Акцессорные минералы – магнетит, титаномagnetит, сфен, циркон, монацит. Сфен характерен только для Тумнинского массива. Монцодиориты отличаются мелко-среднезернистым порфириовидным строением. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз (54–67%), калишпат (10–15%), моноклинный пироксен (13–17%), роговая обманка (1–3%). Из второстепенных минералов присутствуют кварц, биотит. В монцонитах несколько больше калишпата – до 20%. Порфириовые разности монцонитоидов содержат во вкрапленниках (до 15%) плагиоклаз и пироксен. Основная масса их мелкопризматическзернистая.

Диориты – зеленовато- и темно-серые массивные мелкозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (65–80%), пироксена, реже роговой обманки (20–

35 %) и кварца (1–3 %); структура их гипидиоморфнозернистая. Аксессуары – магнетит, апатит. В кварцевых диоритах количество кварца возрастает до 10 %. Габбродиориты состоят из плагиоклаза (60–80 %), моноклинного пироксена (10–20 %), биотита (27 %), калишпата (7–8 %) и кварца (1–2 %).

Петрохимическая характеристика пород первой фазы бекчиулского комплекса весьма разнообразна. Кремнекислотность варьирует в пределах от 46,7 % у габбродиоритов до 56 % у монцонитов. Общая щелочность изменяется от 3,9 % у габбродиоритов до 7,4 % у монцонитов. По коэффициенту глиноземистости породы относятся к высокоглиноземистым. Самыми высокоглиноземистыми являются монцониты с пониженным содержанием феррических минералов. Все породы относятся к известково-щелочной серии. Габбродиориты, по сравнению со среднестатистическими, являются значительно более лейкократовыми и более щелочными за счет повышенного содержания калия. Кварцевые монцониты Тумнинского массива являются наиболее лейкократовыми породами в составе первой фазы.

В кварцевых монцодиоритах содержится больше кларковых количеств молибдена, марганца, бериллия (примерно в 2 раза) и меньше – (в 2–3 раза) хрома, никеля, кальция, в 4–5 раз – серебра и ниобия. В кварцевых монцонитах отмечаются повышенные содержания молибдена (в 2 раза) и скандия (в 4–5 раз), пониженные концентрации ванадия, стронция, никеля, фосфора (в 2–4 раза), ниобия (в 6,5 раз). Содержания галлия, кальция, меди, магния, лития, циркония, свинца, бария, цинка и титана близки кларковым и отличаются от них не более чем 1,5–2 раза.

Вторая фаза: *гранодиориты, кварцевые сиениты и граниты* ($\gamma\delta_1P_1b_2$); *гранодиорит-порфиры* ($\gamma\delta\Pi P_1b_2$). Тела, сложенные гранодиоритами, больше тяготеют к центральной и юго-западной частям Тумнинского массива. Кварцевые сиениты, как фациальные образования, распространены в юго-западной части массива в составе второй фазы, а граниты – в центральной. Поскольку тела прорваны интрузиями третьей фазы, их очертания в плане имеют сложную конфигурацию. Переходы между гранодиоритами и кварцевыми сиенитами, гранодиоритами и гранитами постепенные, но различия между ними улавливаются по резкому увеличению количества калишпата и уменьшению темноцветных минералов в сиенитах и увеличению кварца в гранитах. Все разновидности в составе второй фазы распространены примерно одинаково. Наиболее крупные из закартированных тел прорывают монцонитоиды первой фазы и осадочные породы ларгасинской и удоминской свит.

Уктурский массив в основном сложен гранодиоритами и лишь в его центральной части, на площади не более 2 км², закартированы кварцевые сиениты. Гранодиориты массива прорывают и ороговиковывают осадочные отложения уктурской и базальтоиды большинской свиты и монцониты первой фазы. Сами, в свою очередь, прорываются малыми телами гранитов третьей фазы. На дистанционной основе массив опознается по характерным выположенным водоразделам и вершинам, слабо расчлененному массивному рельефу, более темному фототону. Внутреннее строение массива не дешифрируется.

В геофизических полях выходы кварцевых сиенитов и гранодиоритов четко обозначены. Интенсивность магнитного поля над ними составляет 250–400 нТл, в гравитационном поле они отображаются отрицательными значениями Δg интенсивностью -20-24 мГл. Эти показатели уверенно определяют по выходам пород в Уктурском массиве, представленном преимущественно одной второй фазой.

Дайки гранодиорит-порфиров и кварцевых сиенитов, связанные с образованием второй фазы, не пользуются широким распространением в районе. Они отмечены среди осадочных отложений на правобережье р. Тумнин, в верховьях руч. Левый Извилистый, среди андезитов больбинской свиты в междуречье Окчо–Уктур и др. местах. Их размещение контролируется разрывными нарушениями различной ориентировки и морфологии, протяженность обычно не превышает первые сотни метров при мощности в несколько десятков метров.

Гранодиориты – обычно серые, реже зеленовато-серые породы мелко-среднезернистого строения. Структура их гипидиоморфнозернистая, участками монцитонитовая и пойкилитовая. Минеральный состав их следующий: плагиоклаз (30–55 %), кварц (12–20 %), калиевый полевой шпат (12–32 %), роговая обманка (3–9 %), биотит (3–6 %). Акцессорные минералы, в сумме не превышающие 1–3 % объема породы, представлены магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном и турмалином. В гранитах количество кварца возрастает до 40 %. Кварцевые сиениты отличаются розовыми оттенками в цвете. Составляют они из калиевого полевого шпата (19–32 %), плагиоклаза (41–48 %), кварца (9–14 %) и темноцветных минералов (5–20 %). По составу последних среди них выделяются роговообманково-биотитовые и пироксен-роговообманковые разновидности. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, ортит. Гранодиорит-порфиры состоят из мелкозернистой основной массы и порфировых выделений (10–60 %), представленных плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом. Акцессорные минералы – магнетит, апатит.

Кремнекислотность пород второй фазы бекчиулского комплекса изменяется в пределах 62,2–68,7 %, общая щелочность – 6,2–10,4 %. Гранодиориты Тумнинского массива являются высокоглиноземистыми, кварцевые сиениты – весьма высокоглиноземистыми. Более щелочными (сумма щелочей 7,70 %) являются гранодиориты Уктурского массива. Они, по сравнению со средне-статистическими, являются несколько более высококалийными и содержат больше извести в составе фемических минералов. Кварцевые сиениты являются самыми щелочными, в них общая щелочность достигает 10,4 %.

Кварцевые сиениты и гранодиориты резко отличаются между собой по содержанию микроэлементов. В гранодиоритах отклонение содержания элементов от кларковых не превышает 2–2,5 раза, в кварцевых сиенитах выше кларка в 3–5 раз содержания серебра и молибдена, ниже кларка в 2–4 раза содержания хрома, ниобия, иттербия, в 5 раз – лития и лантана, в 11 раз – циркония. В 4-х пробах из 15-ти в кварцевых сиенитах обнаружен висмут, чего не отмечалось ни в одной из проб ранее охарактеризованных магматических пород.

Третья фаза: *граниты, умереннощелочные граниты и лейкограниты* ($\gamma P_1 b_3$); *умереннощелочные лейкограниты* ($\epsilon \gamma P_1 b_3$). Основные выходы пород

третьей фазы распространены в пределах Тумнинского массива, где они образуют тела неправильной формы в окружении пород второй фазы. Ввиду близости по внешнему облику, разграничение гранитов и их субщелочных аналогов в процессе картирования представляется весьма затруднительным и различия обнаруживаются только петрохимическими исследованиями. Граниты прорывают и ороговиковывают в ряде мест нижне- и верхнемеловые осадочные и вулканогенные породы, магматические образования предыдущих фаз внедрения. Ширина контактовых ореолов в осадочных породах колеблется от одного до нескольких километров, в зависимости от крутизны падения контактов.

Лейкократовые разности пород третьей фазы пользуются наибольшим площадным распространением в Тумнинском массиве. Их тела тяготеют к его северной окраине, где они прорывают и ороговиковывают вулканы кислого состава, принадлежащие позднемеловой–палеоценовой маломихайловской свите. Выходы тел в плане имеют сложные очертания в случае рвущих контактов и прямолинейную форму в случае тектонических ограничений. В составе лейкогранитов выделяется фация субщелочных лейкогранитов, отличающихся от аналогичных пород нормального ряда только петрохимическими характеристиками. По структурным особенностям в каждой из фаций присутствуют порфиоровые, мелко-, средне- и крупнозернистые породы. В целом интрузии гранитоидов третьей фазы Тумнинского массива залегают дискордантно по отношению к структурам складчатого комплекса и интрузивным телам первых двух фаз, которые они прорывают наряду с вулканическими орогенного комплекса. В последних ширина зон ороговикования достигает нескольких сотен метров. Контакты между телами разных фаз, как правило, прямолинейные, реже извилистые, падают круто (более 60°). В эндоконтактах лейкогранитов наблюдается зона закалки и ориентировка полевых шпатов вдоль контакта. В крупных выходах лейкогранитов нередко присутствуют ксенолиты пород второй фазы самых разных размеров. Их особенно много в истоках р. Тумнин, где размер их достигает 0,5 км в поперечнике. В лейкогранитах нередко отмечаются маломощные (до 0,1 м) жилы мелкозернистых гранитов с резкими границами, которые, возможно, являются внутрикамерными дифференциатами лейкогранитов [392А].

Сидзяпинский массив расположен в междуречье Писуй–Лимури. Он имеет в плане форму неправильного овала, расширяющегося в северо-восточном направлении, длиной около 17 км и шириной до 7 км. Интрузив ориентирован согласно простирацию вмещающих терригенных образований горинской и пионерской свит и ороговиковывает породы на ширину 1–2 км с образованием кордиеритовых роговиков. В северном экзоконтакте наблюдается зона прожилкового окварцевания шириной до 1 км и протяженностью в северо-восточном направлении 2–3 км. Сложен массив средне-крупнозернистыми порфирированными гранитами в восточной части с повышенным содержанием темноцветных минералов, а в наиболее возвышенной центральной части площадью 2×3 км мелкозернистыми лейкократовыми их разностями [Дьяков, 1991]. На дистанционной основе массив выделяется возвышенным слабо изрезанным рельефом, в геофизических полях не фиксируется.

Кроме Тумнинского и Сидзяпинского массивов, малые выходы гранитоидов третьей фазы бекчиулского комплекса выявлены поблизости от Тумнинского массива среди умеренно кислых пород маломихайловской свиты. Площадь наиболее крупных из этих тел редко превышает 2 км². Их размещение контролируется радиальными и дугowymi разломами. По сравнению с выходами в основном массиве, здесь породы приобретают порфиroidный облик, свойственный телам дайковой формы. Ширина зон ороговикования в вулканитах намного меньше, чем в породах складчатого фундамента, и не всегда удается установить, породами каких фаз оно обусловлено. В эндоконтактах пород всех фаз обычно наблюдаются зонки закалки мощностью до 0,2 м.

Дайки гранит-порфиров, связанные с гранитами третьей фазы, не пользуются широким распространением. Они встречены среди выходов кварцевых сиенитов второй фазы на правом берегу р. Олдини, среди базальтоидов сусаннинской толщи в верховьях р. Удунин (истоки руч. Отрадного) и других местах поблизости от выходов магматических пород аналогичного состава. Они имеют различную ориентировку; протяженность тел составляет от нескольких десятков до первых сотен метров при ширине выходов от 0,2 до 0,4 км. Порфиroidная структура в них выражена не всегда отчетливо и нередко в дайковой форме присутствуют обыкновенные граниты.

Граниты и умеренно щелочные граниты отличаются друг от друга только по петрохимическим характеристикам [Нелюбов, 1990]. Внешне они розовато-серые, светло-розовые мелко- и среднезернистые, иногда неравномернозернистые породы. При микроскопическом изучении в них обнаруживаются гипидиоморфнозернистая, гранитовая, участками пойкилитовая структуры. Главные минералы – калишпат (30–38 %), плагиоклаз (29–37 %), кварц (18–39 %), роговая обманка (0–5 %, биотит (0–8 %). Иногда присутствуют единичные зерна пироксена, замещенного амфиболом актинолит-тремолитового ряда. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, иногда турмалином. Для лейкогранитов характерно заметное преобладание калишпата (26–54 %) и кварца (36–38 %) над плагиоклазом (8–38 %) и практически полное отсутствие темноцветных минералов. Отмечаются лишь единичные пластинки биотита и чешуйки мусковита. Акцессорные минералы – магнетит, сфен, циркон. В порфиroidных разностях лейкогранитов вкрапленники (20–45 % объема породы) представлены кварцем, калишпатом, плагиоклазом, единичными пластинками биотита. Основная масса имеет аллотриоморфнозернистую, аплитовую, микрогранитовую или сферолитовую структуры. Умеренно щелочные разности этих пород определяются только по результатам силикатного анализа [392А].

В гранитах третьей фазы количество кремнекислоты составляет 71,8–74 %, общая щелочность – 8,3–8,9 %. Все они относятся к весьма высокоглиноземистым породам. По всем параметрам граниты и умеренно щелочные граниты мало чем отличаются от среднестатистических пород аналогичного состава. Кремнекислотность лейкогранитов варьирует в пределах 73–78,3 %, общая щелочность – 7,7–9,3 %. Все породы высокоглиноземистые, коэффициент агпаитности для них всегда больше 0,8, часто приближается к единице, а в умеренно щелочных лейкогранитах он составляет 1,1.

В гранитах выше кларковых в 4 раза содержания молибдена, в 7 раз – серебра. Содержания лантана, магния, ниобия, бария и цинка в 2–4 раза ниже кларковых, в 5–7 раз ниже иттербия и иттрия, в 9–10 раз – ниже лития и хрома. В умеренно щелочных разностях гранитов нет элементов, содержания которых превышали бы кларковые более чем в 1,5 раза. Ниже кларковых (в 2–3,5 раза) в них содержания ниобия, иттрия, бария, лития, иттербия, в 5–6 раз – кальция и лантана и не обнаружено серебро. В гранитах, в отличие от всех магматических пород, содержится висмут в количествах, превышающих кларковые более чем в 200 раз. В лейкогранитах Тумнинского массива содержится вольфрам, в 11 раз превышающий кларковые концентрации в подобных породах. В магнетитах, содержащихся в качестве акцессорных минералов в породах всех фаз, спектральным анализом установлены примерно в равных количествах концентрации таких элементов, как цинк, бериллий, марганец, магний, иттрий, цирконий, иттербий, галлий, что может свидетельствовать о генетическом родстве этих пород.

Металлогенической особенностью бекчиулского интрузивного комплекса является то, что с ним связана как золотая, так и редкометальная минерализация, при этом, граниты и лейкограниты специализированы в основном на редкие металлы.

Бекчиулский комплекс на основании геологических взаимоотношений с вулканитами позднемеловой–палеоценовой маломихайловской свиты принят палеоценовым. В то же время следует отметить, что если относительная последовательность напластования вулканитов и порядок внедрения различных интрузивных фаз особых сомнений не вызывают, то их абсолютный возраст не является надежно установленным. Мало что дают и калий-аргоновые датировки пород различных интрузивных фаз комплекса. Они выстраиваются в цепочку значений от 39,7 до 89,4 млн лет, причем самые молодые показания (39,7 и 39,9 млн лет) отмечаются для кварцевых монцититов первой фазы внедрения.

Окончательно не прояснили возраст Тумнинского массива и результаты геохронологических исследований, проведенных U–Pb методом по цирконам. Полученные датировки пяти проб укладываются в диапазон 82–86 млн лет, что соответствует верхней части позднего мела (кампан–сантон). Однако, эти, казалось бы, несоответствия вполне объяснимы, т. к. датировки по цирконам отражают возраст именно цирконов, кристаллизующихся на ранних стадиях становления находящегося еще в расплаве интрузива, а не возраст образования последнего как плутонического тела. При этом следует отметить, что полная кристаллизация даже индивидуального зонального кристалла, как показал анализ результатов геохронологических исследований (Прил. 5), длится 2,6–5,1 млн лет, а становление интрузива может продолжаться не один десяток миллионов лет (это только авторская точка зрения, данные U–Pb метода свидетельствуют о полихронности Тумнинского массива, в котором, по материалам ГГК-1000\2, новая серия, ряд тел массива относился к нижнеамурскому комплексу, ред.).

Верхнеудоминский комплекс габбро-гранитовый объединяет четыре интрузивные фазы. Его интрузивы локализованы в западной части Северо-Сихотэалинского ареала в основном среди готерив–альбских отложений

Лужкинской подзоны, частично – на границе последней с Тумнинской подзоной Восточно-Сихотэалинской СФЗ. К нему отнесены крупные (от 150 до 400 км²) Большеянский, Иолийский, Бяполинский, Дякоманский массивы, представленные завершающими фазами внедрения, относительно небольшими (до 50 км²) четырехфазным Верхнеудоминским, преимущественно двухфазными Сыроватским, Кукшинским, Моисеевским и др. интрузивами и многочисленными малыми телами и дайками разных фаз внедрения.

Первая фаза: *габбронориты* (vP_{1v1}). Габбронориты слагают узкое (0,2–0,5 км) подковообразное в плане тело площадью около 1,1 км² в юго-западной части Верхнеудоминского массива. Оно прорывает и ороговиковывает вулканы богопольского комплекса и само прорвано диоритами и гранодиоритами последующих фаз.

К первой фазе отнесены дайки габбро-порфиринов, не пользующиеся широким распространением. Они закартированы в северо-западном экзоконтакте Верхнеудоминского массива среди терригенных пород удоминской свиты и по правобережью р. Верхняя Удоми вблизи тела габброноритов, где прорывают субвулканические риолиты богопольского комплекса. Дайки ориентированы в северо-западном направлении, нормально к контурам массива, или контролируют субширотные разрывы. Протяженность их достигает 1 км при мощности от нескольких метров до 150 м.

Габбронориты – темно-серые равномернозернистые породы среднезернистого сложения с призматическизернистой, сочетающейся с офитовой и мондонитовой структурой. Состоят они из плагиоклаза (лабрадора № 55–60) – 58–67 %, пироксена (авгита и гиперстена) – 20–27 %, калишпата (ортоклаза) – 4–7 %, кварца – 1,5–2 %, биотита – 3 %, амфибола (обыкновенной роговой обманки травяно-зеленого цвета) – 1–3 % и акцессорных минералов (магнетита, реже циркона, иногда апатита) – 1–1,5 %. Вторичные минералы представлены биотитом, амфиболом и хлоритом, развитыми в основном по авгиту, реже по роговой обманке. В габбро-порфиритах вкрапленники (5–15 % объема породы) представлены лабрадором, основная масса субофитовой структуры состоит из удлиненно-призматических кристаллов плагиоклаза (65–70 %) и таблитчатых и ксеноморфных зерен пироксена (30–35 %) [512].

Вторая фаза – *диориты* (δP_{1v2}); *кварцевые диориты* ($q\delta P_{1v2}$) слагают в основном малые самостоятельные тела или вместе с гранодиоритами последующей фазы входят в состав двухфазных массивов, а также в состав Верхнеудоминского массива.

В Верхнеудоминском массиве диориты локализованы в виде отчетливо полукольцевого тела площадью около 0,8 км², находящегося на юго-западном окончании массива. С юга и запада по полукольцу диориты контактируют с габброноритами, с севера – с гранитами и гранодиоритами (из-за технических возможностей масштаба на геологической карте гранодиориты не показаны). В диоритах вблизи контакта с гранодиоритами отмечаются секущие жилы-апофизы гранодиоритов.

Диориты – серые, и темно-серые массивные породы среднезернистого сложения. Структура их гипидиоморфнозернистая, на отдельных участках порфириовидная – с более крупными выделениями плагиоклаза. Состоят они

из плагиоклаза (андезин № 45–50) – 64 %, амфибола (обыкновенная роговая обманка травяно-зеленого цвета) – 17 %, калишпата (непертитовый, сильно пелитизированный) – 7 %, кварца – 3 %, биотита (резко плеохроирует от красно-коричневого до бледного желтовато-коричневого цвета) – 4 %, пироксена (реликтовые зерна среди вторичных амфибола и хлорита) – 2 % и акцессорных апатита, циркона, рудного минерала.

Третья фаза: *гранодиориты и кварцевые монцодиориты* ($\gamma\delta P_1 v_3$) входят в состав Верхнеудоминского, Сыроваткинского, Кукшинского, Моисеевского и др. массивов, а также интродуцируют хунгарийские граниты в Горбилинском и Хунгарийском массивах.

В составе Верхнеудоминского массива гранодиориты слагают его западную апикальную часть на площади 2,4 км². Тело резко вытянуто с юга на север. С северо-запада и запада оно ороговиковывает игнимбриты риолитов богопольской и песчаники удоминской свиты, на юге частично контактирует с габброноритами первой фазы, а на востоке – с гранитами следующей фазы. Многочисленные ксенолиты (до 0,5х1м) гранодиоритового состава среди гранитов закартированы в восточной части массива.

Гранодиориты массива имеют мелко-среднезернистое сложение, гипидиоморфнозернистую, иногда в комбинации с пойкилитовой и микропегматитовой структурой и состоят из плагиоклаза (42–44 %), калишпата (22–25 %), кварца (17–19 %), амфибола (8 %), биотита (7 %), пироксена (до 2 %) и акцессорных апатита, циркона, сфена, ортита, рудного минерала. Характеристики породообразующих минералов идентичны таковым в диоритах предшествующей фазы [512]. От аналогичных пород баппинского комплекса гранодиориты верхнеудоминского комплекса отличаются большими значениями плотности и магнитной восприимчивости, низкими содержаниями кварца (до 20 %), распротранением, вместо коричневого, зеленого биотита, находящегося примерно в равных количествах с бурой роговой обманкой, и присутствием среди акцессорных минералов ортита. По химическому составу гранодиориты относятся к породам нормального ряда с преобладанием натрия над калием.

Таковыми же гранодиоритами сложены удлиненные в северо-западном направлении трещинные тела в составе Кукшинского, Моисеевского массивов, штоки, прорывающие граниты Горбилинского массива в его северном эндо- и экзоконтакте в нижнем течении р. Гур, и другие интрузивы, расположенные в центральной части территории листа – в междуречье верхних течений рек Гур и Акур.

Для гранодиоритов, слагающих ксенолиты в восточной части массива, характерны пойкилитовые структуры, резко удлиненные и игольчатые кристаллы роговой обманки и биотита, секущие все лейкократовые минералы и друг друга. Такие особенности пород позволяют предположить их гибридное происхождение.

Четвертая фаза: *граниты* ($\gamma P_1 v_4$); *лейкограниты* ($l\gamma P_1 v_4$); *субщелочные лейкограниты* ($sl\gamma P_1 v_4$); *гибридные кварцевые монцониты и кварцевые монцодиориты* ($qm P_1 v_4$) слагают как крупные Иолийский, Бяполинский, Хадяйский массивы, так и относительно небольшие Индинский, Адинский интрузивы, основную часть Верхнеудоминского массива и многочисленные

малые тела, расположенные на различном удалении от этих массивов и интрузивов.

В Верхнеудоминском массиве, занимающем водораздельные пространства рек Верхняя Удоми, Мулинка и Оленья, гранитам принадлежит более 90 % его площади – около 35 км². В плане массив имеет асимметричную, в целом удлиненную в субширотном направлении форму. Гранитная фаз прорывает и контактово-метаморфизует раннемеловые терригенные породы ларгасинской и удоминской свит. Ширина ореола роговиков составляет 400–600 м, а слабо ороговикованных пород не превышает 1,5 км, что, в совокупности с конфигурацией границ в рельефе, позволяет судить о довольно крутом погружении контактов. В магнитном поле массив не фиксируется, в гравитационном – ему соответствует локальный минимум, центр которого приурочен к южной части выходов гранитов. Вопрос о форме интрузива дискуссионен: одни исследователи считают его куполом с грибовидным расширением на границе между терригенными складчатыми образованиями и перекрывающими их покровами вулканитов, другие [512] – батолитом с крутопадающим южным контактом и с более пологим его погружением на север и северо-восток.

Состав четвертой фазы в Верхнеудоминском массиве полифациальный. На основании большинства резких границ между гранитами, отличающимися только зернистостью или особенностями в петрографическом составе, предшественники относили их к фазовым разновидностям. Среди них выделяются среднезернистые роговобманково-биотитовые монцограниты, распространённые на ограниченной площади (около 4 км²) в западной части массива; средне- и мелкозернистые порфиоровидные биотитовые граниты, слагающие основной объём массива; крупнозернистые порфиоровидные биотитовые граниты, наблюдавшиеся на площади около 2 км² в северо-восточной части массива; и, наконец, мелкозернистые аплитовидные граниты и гранит-порфиры, слагающие единичные малые тела и дайки.

Основная разновидность гранитов (среднезернистые порфиоровидные) характеризуется гранитовой, в сочетании с пойкилитовой и пегматитовой, структурой и состоит из плагиоклаза № 25–28 (29–33 %), калишпата – ортоклаз-микрпертита (31–35 %), дымчато-серого кварца (29–31 %), коричневого биотита (6–7 %) и аксессуарных циркона, апатита, ортита, иногда сфена и магнетита. В мелкозернистых разновидностях количество кварца возрастает до 35–37 %. В крупнозернистых гранитах порфиоровидные кристаллы плагиоклаза (до 2 см), имеющие зональное строение, в ядрах представлены андезином № 41, по периферии – олигоклаз-андезином (№ 30), количество кварца за счет плагиоклаза возрастает до 40–43 %, а биотита – не превышает 5 %. Монцограниты при тех же петрографических характеристиках породообразующих минералов и том же наборе аксессуариев отличаются от гранитов повышенной основностью плагиоклаза (№ 30, в ядрах зональных кристаллов – № 47), большим количеством калишпата (37–40 %), меньшим – кварца (26–28 %), присутствием бурой роговой обманки (2 %), частично замещенной хлоритом и биотитом, и появлением монцонитовой структуры в сочетании с призматическизернистой.

Иолийский массив, занимающий на водоразделах рек Иггу, Аджалами, Иоли площадь 170 км², представляет собой отчетливо удлиненное в суб-

широтном направлении батолитоподобное тело. Погружение его контактов в сторону вмещающих пород приманкинской, каталевской и дивнинской свит, причем более пологое в восточном и юго-восточном направлениях, устанавливается по наличию обширных ореолов ороговикования и тел-сателлитов в обрамлении массива, а также по гравиметрическим данным. Тела-сателлиты обнажены в основном на более низких гипсометрических уровнях современного рельефа в виде удлиненных субпараллельно контактам массива, реже изометричных выходов площадью от 0,4 до 6 км². Судя по гравиметрическим данным в целом Иолийский плутон занимает на глубине 1–2 км практически все Иоли–Аджаламинское междуречье и имеет наиболее глубокие провисы кровли в долинах р. Бапу и р. Аджалами ниже устья р. Бапу, на правобережьях р. Первая Иоли и нижнего течения р. Иоли. Расчетная вертикальная мощность плутона составляет 6–8 км [292].

Сложен массив в основном мелкозернистыми порфиroidными умереннощелочными лейкогранитами, которым подчинены лейкограниты. В более глубоких эрозионных врезях породы отличаются более равномерным, близким к среднезернистому, сложением. В истоках р. Первая Иоли и притоков р. Иггу распространены типичные среднезернистые умереннощелочные лейкограниты, имеющие спаянные резкие контакты с мелкозернистыми разностями без каких-либо фациальных изменений в тех и других гранитоидах. С приближением к апикальным частям интрузива породы становятся ясно порфиroidными, имеющими более мелкозернистую основную массу и переменное количество (от 5 до 70 %) вкрапленников, в основном, белых полевых шпатов, реже темно-серого или дымчатого кварца средне- иногда крупнозернистой размерности. Распределение вкрапленников настолько неравномерное, а переходы одних фаций в другие бывают столь резкими, что даже в одной глыбе можно наблюдать все их разновидности. Насыщенные вкрапленниками лейкограниты иногда трудно отличить от среднезернистых лейкогранитов. Но в таких разностях между соприкасающимися крупными кристаллами полевых шпатов и кварца содержатся мелкие зерна этих минералов и биотита. Преимущественно в краевых юго-восточных частях Иолийского массива мелкозернистые порфиroidные умереннощелочные лейкограниты переходят в типичные лейкогранит-порфиры, имеющие микрозернистую основную массу [292].

Бяполинский массив расположен в бассейне среднего течения р. Коппи между устьями рек Дякома и Бяполи, где занимает площадь около 150 км². Кроме осадочных отложений дивнинской и светловоднинской свит, он прорывает и ороговиковаывает вулканиты синанчинского, самаргинского и богпольского комплексов, а также интрузирует габбродиориты баппинского комплекса. Массив имеет в плане овальную, слабо удлиненную в субширотном направлении форму. В отличие от Иолийского массива, тела-сателлиты в его обрамлении редки. Локальное понижение значений поля силы тяжести практически соответствует выходу массива на поверхность. В коренных выходах при впадении р. Дякома в р. Коппи наблюдалось, что роговики по песчаникам светловоднинской свиты через 5–10 м инъецированы полого (5–40°) падающими на север-северо-восток, в сторону массива, силлообразными апофизами мелкозернистых лейкогранитов мощностью до 10 м. Вскрытый в

кровле интрузива контакт субщелочных лейкогранитов с андезитами синанчинской свиты полого (15°) погружается под андезиты. О пологом залегании кровли свидетельствует также субгоризонтальная или слабо наклонная ($10\text{--}20^\circ$) плитчатая отдельность (через $0,5\text{--}2$ м) и согласная с ней ориентировка линзовидных обособлений пегматитов. По данным гравиметрии, наиболее интенсивный минимум поля силы тяжести приурочен к центральной части массива, а глубина распространения гранитоидов составляет всего 2 км. Таким образом, представляется, что Бяполинский массив является лополитообразным телом, в целом наклоненным на северо-восток с подводящим каналом в центре массива. Причем, кровлей интрузива служили покровы андезитов синанчинской свиты [292].

Бяполинский массив имеет сложное полифациальное внутреннее строение. Основной его объем принадлежит мелкозернистым биотитовым субщелочным лейкогранитам и лейкогранитам с неоднородной порфирированной структурой. Центральные части массива сложены среднезернистыми разновидностями лейкогранитов. В западной части массива распространены кварцевые монцониты и кварцевые монцодиориты, имеющие признаки гибридных пород метасоматической природы. Они залегают в виде ксенолитов среди мелкозернистых лейкогранитов и нигде не контактируют с вмещающими массив породами. Визуально они хорошо распознаются – это темно-серые или серые, но более темные, чем обычные монцониты, полнокристаллические мелкозернистые массивные породы с единичными крупными (до 1 см) вкрапленниками розовато-белых и белых полевых шпатов, иногда длиннопризматических кристаллов роговой обманки. Контакты их с лейкогранитами резкие без видимых приконтактных изменений тех и других пород. Э. П. Изох [67] такие породы диагностировал как "сильно дезинтегрированные (теневые) роговики". Они, вероятно, являются продуктами гибридной магмы, образованной в результате ассимиляции поглащенных гранитным расплавом вмещающих пород, скорее всего, андезитов [292].

Умереннощелочные лейкограниты и лейкограниты Иолийского, Бяполинского и других массивов в бассейне р. Коппи имеют гипидиоморфнозернистую (гранитовую), переходную к аллотриоморфнозернистой структуру, в мелкозернистых разновидностях иногда с элементами пойкилитовой, агпаитовой, гранулитовой или пегматитовой, и следующий состав: плагиоклаз – олигоклаз-андезин ($15\text{--}21$ %), калишпат – микроклин-микрпертит ($42\text{--}46$ %), дымчато-серый кварц ($34\text{--}37$ %), темно-коричневый или темно-зеленовато-бурый биотит ($1,5\text{--}2$ %) и акцессорные ($0,3\text{--}0,7$ %) магнетит, ортит, циркон, реже апатит, торит, фергусонит, касситерит, пирит, иногда гематит, ильменит, гранат, самородное олово. В мелкозернистых разновидностях встречаются единичные зерна синевато-зеленой роговой обманки. Лейкограниты содержат меньше калишпата ($33\text{--}37$ %), но больше плагиоклаза ($23\text{--}25$ %) и биотита (до 4 %).

К лейкогранитам умеренно щелочного или нормального ряда они отнесены по результатам силикатных анализов. Обе разновидности являются весьма высокоглиноземистыми породами калиево-натриевой серии. Первые содержат примерно равные количества натрия и калия ($4,2\text{--}4,35$ % каждого окис-

ла), лейкограниты отличаются меньшим содержанием калия (3,5 %) и меньшей насыщенностью глиноземом.

По данным рентгено-спектрального анализа, умеренно щелочные лейкограниты содержат повышенные концентрации (3,4 кларка) молибдена [292].

С гранитоидами верхнеудоминского комплекса связаны окварцевание, сульфидизация, грейзенизация, редко хлоритизация и карбонатизация как вмещающих интрузии пород, так и самих гранитов, а также скарнирование известняков и основных вулканитов в зонах влияния интрузий. К ним приурочены обширные шлиховые ореолы касситерита с вольфрамитом. К кварцево-жильным образованиям и сульфидизированным породам приурочена в основном оловянная (месторождения Мопану, Пионерское и др.) минерализация.

Интрузии габброноритов, кварцевых диоритов, гранодиортов и гранитов объединены в единый гомодромный комплекс на основании их общих петрогеохимических и петрогеофизических особенностей. Все его породы отличаются от соответствующих пород более древних комплексов повышенной магнитной восприимчивостью, а граниты – низкой плотностью, наличием зеленого биотита, темно-серого кварца, акцессорных ортита, торита, флюорита, касситерита и геохимической специализацией в основном на олово, что является типичным для полеоценового многофазного петротипического Верхнеудоминского массива [67].

В пользу палеоценового возраста Верхнеудоминского массива на территории листа свидетельствует факт прорывания его телами вулканитов богоспольского комплекса, содержащих остатки датской флоры [512]. Большинство фаз охарактеризовано калий-аргоновыми датировками по валовым пробам, в основном соответствующими палеоцену и подтверждающими последовательность внедрения фаз. По результатам же геохронологических исследований, проведенных U-Pb методом по цирконам в 2-х пробах, отобранных из гранитов завершающей фазы, датировки соответствуют рубежу маастрихтского и датского веков – 65,0 и 65,6 млн лет. Они отражают возраст именно цирконов, кристаллизующихся на ранних стадиях становления находящихся еще в расплаве интрузива, а не возраст образования последнего как плутонического тела (сугубо авторская точка зрения, ред.). Большинство значений калий-аргоновых датировок гранитоидов других массивов противоречивы (в пределах 63–78 млн лет), что, возможно, связано с контаминацией первичной магмы [512].

Интрузии палеоцен-эоценового возраста

Палеоцен-эоценовые интрузии распространены только в пределах Набильско-Пиленгской подзоны Восточной СФР Сахалина.

Лангерийский гранодиоритовый комплекс. Интрузивные образования комплекса прорывают образования мел-палеогенового верхнелангерийского метаморфического комплекса. К комплексу отнесены Лангерийский гранодиоритовый и Вальзинский гранитный массивы, небольшой шток гранитов левого борта р. Глухая и дайковая серия гранодиоритов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. В строении комплекса по

времени формирования выделено две фазы. К первой отнесены породы массивов. Вторую фазу составляют дайки с неполнокристаллической структурой, интрузирующие вмещающие образования и породы массивов.

П е р в а я ф а з а . Лангерийский массив ($\gamma \delta \mathbb{P}_{1-2} I_1$) обнажается в верховьях рек Якут, Ольховка и Болотная и ручьев Сухой и Залом. Он представляет собой штокообразное тело площадью около 30 км². В плане имеет изометричную форму и слегка вытянут в северо-западном направлении. На северо-востоке, востоке (через субмеридиональный разлом) и юге он контактирует непосредственно с филлитами и филлитовидными сланцами черносланцевого подкомплекса. На юго-западе массив перекрыт рыхлыми аллювиально-пролювиальными отложениями позднего неоплейстоцена – голоцена. Восточный и западный контакты массива осложнены Первомайскими сбросами меридионального направления, северо-восточный и южный – интрузивные. Ореол контактовых и гидротермально-измененных пород достигает 5 км. Направление падения контактов периклинальное, в сторону от массива: пологое (до 10°) в западной части и более крутое (до 55°) в восточной. В зоне экзоконтакта образованы биотит-мусковит-кварцевые сланцы.

В строении массива принимают участие средне- и крупнозернистые гранодиориты, биотитовые граниты, плагиограниты и их порфировые разности: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры [265]. Около 40% объема массива сложено биотитовыми гранитами, 30% представлены гранодиоритами, слагающими его центральную и западную части. Менее 10% – плагиогранитами. Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, тяготеющие к периферическим участкам, слагают около 20%. Переходы между разновидностями пород обычно резкие, с быстрой изменчивостью структур, что является свидетельством гипабиссальных условий кристаллизации пород. На отдельных участках кровли массива отмечаются ксенолиты ороговикованных вмещающих пород, что говорит о неглубоком эрозионном срезе.

Вальзинский массив ($\gamma \mathbb{P}_{1-2} I_1$) расположен в междуречье Холодный – Сона, где он слагает вершину горы Веселой и ее склоны и занимает площадь около 10 км². В плане имеет сложную, неправильную форму, с вытянутыми северной и восточной оконечностями. Направления падения контактов периклинальные, в сторону от массива под углами 10-15°. Эндоконтактовая зона шириной около 1,7 м сложена по периферии мелко-тонкозернистыми гранодиоритами (0,3 м), далее, в сторону массива, гранитами с пегматитовой структурой (1,4 м).

По сравнению с Лангерийским Вальзинский массив характеризуется более однообразным строением и сложен преимущественно мелко-, среднезернистыми биотитовыми гранитами. Участками в гранитах повышается содержание плагиоклаза и темноцветных минералов и уменьшается количество калиевых полевых шпатов. На этих участках породы по составу приближаются к гранодиоритам [265].

В т о р а я ф а з а ($\gamma \pi \mathbb{P}_2 I_2, \delta \pi \mathbb{P}_2 I_2$). Во вторую фазу произошло внедрение пород дайковой серии, имеющих широкое распространение и генетически связанных с гранитоидными массивами. Дайки размещены как внутри массивов, так и в метаморфических сланцах, образуя ореолы вокруг массивов на удалении 5-7 км. Среди даек выделяются следующие разновидности: гра-

нит-порфиры и плагиогранит-порфиры ($\gamma\pi P_2I_2$), гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\pi P_2I_2$), гранодиориты ($\gamma\delta P_2I_2$), диоритовые порфириты ($\delta\pi P_2I_2$). В районе Лангерийского массива по составу преобладают дайки гранодиорит-порфиров, в районе Вальзинского массива – гранит-порфиров. Преобладающее простирание их как в массивах, так и во вмещающих сланцах северо-западное. По простиранию они прослеживаются на десятки и сотни метров, имея мощности от первых метров до десятков метров. Контакты с вмещающими породами секущие, резкие. Часто наблюдаются апофизы жильного материала во вмещающие породы, ориентированные вдоль сланцеватости, или секущие ее под острым углом. Обычно эти жилы представлены аплитами.

Эндоконтакты даек представлены мелкокристаллическими разностями. Мощность экзоконтактной зоны слабого ороговикования вмещающих пород изменяется от первых сантиметров до 1-2 метров.

Биотитовые граниты представляют собой массивные, светло-серые породы, мелко-, среднезернистые, реже – порфировидные. Состоят из плагиоклаза – 30-40%, кварца – 30%, калиевого полевого шпата – 15-30%, биотита – 15-20%, реже мусковита, рудных минералов. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен. Структура пород гипидиоморфнозернистая и гранитная, с хорошо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза и биотита по отношению к кварцу и калиевому полевному шпату. Вторичные изменения выражены в серицитизации, альбитизации, слабой пелитизации плагиоклаза, сильной пелитизации калишпата. Биотит обычно интенсивно хлоритизирован, часто имеет опацитовую кайму гидроокислов железа.

Гранодиориты – массивные, серые, среднезернистые породы, внешне неотличимы от гранитов. Состоят из плагиоклаза – 50-60%, кварца – 15-20%, биотита – 10-20%, калиевого полевого шпата – 10%, реже роговой обманки и мусковита – 5-10%. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, ильменит. Плагиоклаз в гранодиоритах более основной, и представлен андезином, обладает резким идиоморфизмом по отношению к другим минералам. Структура пород гипидиоморфнозернистая, текстура – массивная.

Плагиограниты – характеризуются почти полным отсутствием калиевых полевых шпатов. Основной объем породы сложен плагиоклазом – 60-70%, кварцем – 20-30%, биотитом – 10%. Им подчинены мусковит и роговая обманка – 5%. Структура пород порфировая, гипидиоморфнозернистая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом размерами до 4 мм, реже кварцем и биотитом.

Гранит-порфиры и плагиогранит-порфиры – серые, темно-серые, крепкие, массивные породы с мелкозернистой основной массой, с частыми вкрапленниками зеленоватого плагиоклаза, белого кварца и чешуек биотита, образующих порфировую структуру. Характеризуются низким содержанием калиевого полевого шпата, объем которого не превышает 10-20%. Размеры вкрапленников от 1-2 до 4 мм. Плагиоклаз образует крупные кристаллы таблитчатой формы, кварц – изометрические кристаллы с оплавленными краями. Основная масса породы сложена плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон. Породы интенсивно изменены. Плагиоклаз в фенокристаллах и в основной массе хлоритизирован, пелитизирован, альбитизирован, реже замещается пренитом, карбонатом.

Биотит обычно нацело хлоритизирован, опацизирован. Структура основной массы полнокристаллическая, микрогранитная, микрогипидиоморфнозернистая или микрофельзитовая.

Гранодиорит-порфиры пользуются меньшим распространением. По сравнению с гранит-порфирами в них уменьшается доля кварца и увеличивается – темноцветных минералов. Порода обладает массивной текстурой. Структура хорошо выраженная, порфировая, полифировая. Структура основной массы микрогранитовая, микрогипидиоморфнозернистая, микрофельзитовая. Фенокристаллы, составляющие до 40% породы, представлены плагиоклазом, биотитом, реже кварцем и роговой обманкой. Вторичные изменения аналогичны изменениям в гранит-порфирах.

По химическому составу граниты и гранодиориты относятся к подотряду нормальнощелочных пород натриевого типа, высококалиевого семейства. Гранит-порфиры относятся к подотряду низкощелочных пород натриевого типа, семейству умеренно-калиевых.

В целом для гранитоидов гранодиорито-гранитной формации [171] характерны пресыщенность кремнеземом (67-75%), высокая глиноземистость (13-16%). Сумма щелочей находится в пределах 6-8%, причем в большинстве анализов натрий преобладает над калием. При этом отмечается рост общей щелочности при возрастании кремнезема.

Данные радиологического возраста (К-Аг-метод) дают цифры: 52-66 млн. лет [265]. Учитывая, что интрузии гранитоидов и дайки прорывают метаморфические образования верхнелангерийского комплекса позднемиоценового – палеоценового возраста и данные радиологических определений, возраст лангерийского плутонического комплекса принят палеоцен – эоценовым. Учитывая, что серия даек второй фазы прорывает массив гранитоидов, их возраст принят эоценовым.

Со второй фазой комплекса связана рудная минерализация золота.

Интрузии эоценового возраста

Эоценовые интрузии, как и полеоценовые, распространены только в Сихотэ-Алинской ВПЗ и, в основном, в Северо-Сихотэалинском, частично, Нижнеамурском ареалах. Они отнесены к прибрежному комплексу.

Прибрежный комплекс монцонит-гранитовый представлен в основном небольшими интрузивами одно-двухфазного строения. Они располагаются вдоль всей прибрежной зоны Татарского пролива в виде цепочек субмеридионального направления. Наиболее крупными (70–150 км²) интрузивами комплекса являются Колбинский, Мулинский, Ыйский массивы. В комплексе выделяются три фазы внедрения, формировавшиеся в гомодромной последовательности.

Первая фаза – *диориты и кварцевые диориты* (δP_{2r1}); *монцониты и монцодиориты* (μP_{2r1}); *габбро и габбродиориты* ($v P_{2r1}$) принимают участие в строении большинства относительно крупных интрузивов, а также образуют самостоятельные небольшие по площади изометричные штокообразные тела. Они наиболее распространены в верхнем течении р. Ботчи, на левобережье р. Тумнин между реками Серебряная и Тунь, а также на побережье Татарского

пролива севернее бухты Сизиман. Вмещающими для них являются аптальбские терригенные породы, вулканиты позднемеловых самаргинского, сусанинского, позднемелового–палеоценового богопольского и палеоцено–эоценового кузнецовского комплексов, а также гранитоиды палеоценового верхнеудоминского комплекса. Интрузивы имеют в основном полифациальное строение.

Габбро. Большая часть интрузий габбро сконцентрировано в бассейне р. Ботчи и представлена изометричными (площадью 4–5 км²) штоками, имеющими средне- или крупнозернистую габбровую структуру, массивный облик и почти черный цвет. На контакте с вмещающими породами они приобретают мелко- и среднезернистую порфириовидную структуру и, в зависимости от вмещающих пород, в приконтактных зонах фациально переходят в мелкозернистые габбродиориты и диориты. На контактах с прорывающими их породами последующих фаз, габбро всегда катаклазированы, эпидотизированы и иногда содержат новообразования турмалина. В составе габбро среди темноцветных минералов преобладает уралитовая роговая обманка (до 15 %), которая образует псевдоморфозы по пироксену. Последний редко остается неизменным и чаще присутствует в роговой обманке в виде реликтов. В свою очередь по роговой обманке образуются эпидот, хлорит и рудный минерал. Как правило, в небольших (менее 1 %) количествах в габбро присутствуют кварц в ассоциации с калишпатом и биотитом, при увеличении количества которых габбро фациально переходят в габбродиориты. Это более светлые чем габбро мелкозернистые порфириовидные породы. Влияние контактового метаморфизма на вмещающие породы у габброидов практически незаметное и проявляется только в образовании узкой зоны закалывания и хлоритизации вмещающих образований [292].

Диориты и кварцевые диориты образуют небольшие по площади изолированные тела, а также входят в состав относительно крупных массивов, таких как Мулинский, Кетавский, Удинского и др. Монцониты и монцодиориты отмечаются в небольшом объеме в составе практически всех массивов и редко образуют самостоятельные тела. В их облике появляется явный сиреневый оттенок, который в диоритах гораздо слабее или не появляется совсем. От диоритов они отличаются значительным (до 25 %) количеством калишпата, как правило, сильно пелитизированного, при незначительном количестве кварца и большей основности плагиоклазов и преобладанием среди темноцветных минералов моноклинного пироксена. Структура пород монцонитовая. Вторичные изменения проявлены слабо.

Вторая фаза – *гранодиориты и кварцевые диориты* ($\gamma\delta P_2P_2$), *граносиениты и кварцевые монцониты* ($\gamma\zeta P_2P_2$), *граносиенит-порфиры* ($\gamma\zeta\pi P_2P_2$) входят в состав большинства крупных массивов комплекса и самостоятельно образуют небольшие вытянутые в северо-восточном направлении или изометричные и неправильной формы в плане интрузивы. Интрузии также обнажаются в эрозионных окнах из-под базальтоидов сизиманской и кизинской свит. Они слагают Ыйский, Кекурный, Сюркумский, Усть-Колбинский, Улунский массивы, восточную часть Мулинского и северную – Удинского массивов.

В отличие от первой фазы, строение интрузивов второй фазы более однородное. Гранодиориты представляют собой серые, розовато-серые в основном среднезернистые, а в приконтактных зонах шириной до 500 м и апикальных частях интрузий мелкозернистые порфирированные породы. В то же время в гранодиоритах отмечается большое количество ксенолитов вмещающих пород, габброидов, диоритов и монцонитов первой фазы. Там, где ксенолитов особенно много и они контаминированы гранодиоритами, последние приобретают облик и состав кварцевых диоритов и кварцевых монцонитов со всеми фаціальными переходами. В краевых частях Ыйского массива гранодиориты сменяются кварцевыми диоритами.

Кварцевые монцониты темно-серого с лиловым оттенком цвета характеризуются наличием, наряду с пироксеном и темно-зеленой роговой обманкой, эпимагматического эпидота (до 1%) и значительного количества акцессорного сфена. Контакты гранодиоритов и кварцевых монцонитов с диоритами первой фазы рвущие отчетливые слабоизвилистые, но также наблюдаются и апофизы и жилы гранодиоритов в диоритах и монцонитах. Влияние на вмещающие породы выражается широкими до (500м) зонами ороговикования и новообразованием, непосредственно в зонах контактового метаморфизма, участков хлоритизации, эпидотизации, сульфидизации и турмалинизации вмещающих пород. В петрографическом составе их особенностью является присутствие магматического эпидота и сфена, включенных в кварц, и в промежутках между кварцем и калишпатом. Среди акцессорных минералов характерно присутствие монацита, фергуссонита, иногда флюорита и турмалина, а также отчетливо зонального с темным плеохроирующим ядром апатита. По химическому составу гранодиориты соответствуют среднему по Дэли, а в кварцевых монцонитах отмечается повышенное количество щелочей.

Граносиенит-порфирами сложена интрузия субвулканического облика, прорывающая вулканиты богопольсвой свиты в междуречье Мули и Джигдасы. Контакты интрузии с вмещающими вулканитами четкие, в граносиенитах отмечается зона закалки мощностью 30–40 см. Все интрузивное тело сложено однообразными граносиенит-порфирами, в эндоконтактных зонах иногда имеющими стекловатый облик основной массы. Они представляют собой крупнопорфировые породы, порфиры в которых представлены плагиоклазом (45–70 %), калишпатом (10–35 %), биотитом (1–15 %), кварцем (5–10 %) и роговой обманкой (0–9 %). Основная масса сложена мелкозернистым хорошо индивидуализированным кварц-калишпат-плагиоклазовым агрегатом. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, ортитом, эпидотом и рудным минералом.

По данным силикатных анализов граносиенит-порфиры сопоставимы с гранодиоритами по количеству кремнезема, но в отличие от них содержат около 10 % щелочей. Спектральным анализом в граносиенит-порфирах установлены марганец, титан, ванадий, стронций, медь, цинк, галлий, бериллий, ниобий, иттербий, скандий и бор [487].

Третья фаза – *граниты* (γP_{2p_3}), *субщелочные граниты и лейкограниты* ($\epsilon\gamma P_{2p_3}$), *субщелочные гранит-порфиры* ($\epsilon\gamma\pi P_{2p_3}$) развиты наиболее широко. Они слагают наиболее представительные многофазные Индинский, Тулучинский, Мутинский, Кетавский, Среднеуйский массивы и множество малых ин-

трузий, а также присутствуют в составе практически всех интрузивных массивов, относимых к Прибрежному комплексу.

Колбинский интрузивный массив является петротипическим для завершающей фазы. Он имеет изометричную близкую к круглой форму и на 80 % сложен арфведсонитовыми субщелочными гранитами и субщелочными гранит-порфирами. Субщелочные граниты представляют собой мелко-среднезернистые редкопорфировые породы с хорошо различимыми кристаллами кварца, калишпата и арфведсонита, который образует игольчатые или таблитчатые кристаллы. Вкрапленники в субщелочных гранит-порфирах представлены крупными кристаллами калишпата. В центральной части массива (наиболее возвышенной гипсометрически) граниты содержат большое количество миарол, в которых выкристаллизовывается кварц-полевошпат арфведсонитовый агрегат, более крупный, чем в основной массе. Форма миарол округлая или уплощенная размером до 5x7 см. Иногда в них отмечаются кристаллы мориона длиной до 3 см. В верховье р. Большая установлено небольшое тело таких же гранитоидов, являющегося, очевидно, сателлитом Колбинского массива.

Умеренно щелочные граниты имеют желтоватый или беловатый цвет. Составляют они из калишпата (65 %), кварца (30 %), щелочной роговой обманки – арфведсонита (4 %) и биотита (1 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и редко рутилом.

По химическому составу эти граниты близки к щелочным гранитам, отличаясь от них повышенным количеством кремнекислоты. Спектральным анализом в них установлен в повышенных концентрациях цинк.

В магнитном поле Колбинский массив фиксируется слабо вытянутой в северо-западном направлении не контрастной аномалией, контур которой значительно меньший чем площадь массива на поверхности, а в гравитационном поле его западной части соответствует локальный минимум, на основании чего можно предполагать что массив представляет собой лакколит, имеющий узкий подводящий канал.

В Кетавском массиве субщелочные лейкограниты так же содержат в своем составе вместе с биотитом, местами, арфведсонит и секутся дайками мелкозернистых лиловатых фельзитов. Индинский массив, расположенный среди субщелочных лейкогранитов в бассейне р. Бяполи, сложен мелкозернистыми лиловатыми аляскитовыми гранитами с мелкими миаролами и кристалликами эпидота, характерного для гранитоидов комплекса.

Большинство небольших интрузивов третьей фазы сложено однообразными беловатыми или с лиловым оттенком, за счет сильно пелитизированного калишпата, разномзернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами и лейкогранитами. В некоторых разностях вместе с биотитом присутствуют единичные зерна темно-зеленой или сине-зеленой роговой обманки. Характерной общей чертой для них, кроме розоватых и лиловатых оттенков, является повышенное количество (около 0,3–0,5 %) акцессорных минералов, представленных зональным апатитом, цирконом, магнетитом, эпидотом, а также отсутствующими в других комплексах аксинитом, ксенотимом, монацитом, золотом, минералами серебра, молибденитом и галенитом. Другой особенностью является также частое присутствие эпидота в промежутках

между кристаллами и отсутствие плеохроичных двориков вокруг кристаллов циркона и монацита в биотите.

По химическому составу граниты, умеренно щелочные граниты и лейкограниты характеризуются повышенным содержанием щелочей с преобладанием калия над натрием. По данным рентгено-спектрального анализа, в них отмечаются незначительно выше кларковых содержания свинца и рубидия [292]

С комплексом связаны сульфидизация, окварцевание, хлоритизация и эпидотизация вмещающих пород. К сульфидизированным породам с рассеянной вкрапленностью, гнездообразными скоплениями и тонкими прожилками арсенопирита, пирита и халькопирита, иногда совместно с хлоритом и эпидотом приурочена молибденовая и сопутствующая полиметаллическая (с висмутом и серебром) минерализация.

Комплекс был впервые выделен Э. П. Изохом [67] в самостоятельную Прибрежную серию. Эоценовый возраст серии обосновывался прорыванием палеоцен–эоценовой кузнецовской свиты в районе бухты Гроссевици гранодиорит-порфирами, которые, в свою очередь, были перекрыты неогеновыми базальтами кизинской свиты. Позднее [487, 343, 292] было установлено, что гранитоиды с характерными для них отличительными особенностями (лиловые и розовые оттенки в цвете пород, повышенная щелочность при преобладании калия над натрием, присутствие таких аксессуарных минералов как эпидот, аксинит, ксенотим, монацит) прорывают также граниты и умеренно щелочные лейкограниты палеоценового верхнеудоминского комплекса. Также было зафиксировано прорывание монцогранодиоритами лейкогранитов верхнеудоминского комплекса, т.е. более кислых пород более основными [292]. Эти данные подтверждают эоценовый возраст прибрежного комплекса, принятый в ДВ СЛ-1000/3 (2009 г.). По результатам геохронологических исследований, проведенных U-Pb методом по цирконам из умеренно щелочных лейкогранитов Колбинского массива, получены 2 датировки: $62,2 \pm 0,7$ млн лет и $59,0 \pm 1$ млн лет, соответствующие палеоцену. Это, казалось бы, несоответствие с геологическими данными вполне объяснимо, т. к. датировки по цирконам отражают возраст именно цирконов, кристаллизующихся на ранних стадиях становления находящегося еще в расплаве интрузива, а не возраст образования последнего как плутонического тела (данная точка зрения – сугубо авторская, ред.). Учитывая размеры Колбинского массива (140 км^2) и тот факт, что только цирконы кристаллизовались 0,8 млн лет (прил. 5) становление массива продолжалось, по крайней мере, несколько миллионов лет.

Интрузии миоценового возраста

Плутонические комплексы этого возраста представлены в пределах Александровской подзоны Западной структурно-фациальной зоны (СФЗ) Хоккайдо-Сахалинской СС.

Миоценовый лесогорский сиенит-эссекситовый комплекс гипабиссальный ($\epsilon\eta\text{N}_{1-2}l$, $\epsilon\text{N}_{1-2}l$, $\tau\beta\text{N}_{1-2}l$) распространён на западном побережье Сахалина от широты пос. Усть-Агнево (на севере) до г. Шахтёрска (на юге). Породы

комплекса представлены эссекситами, кринанитами, тешенитами, трахидолеритами, монцонитами, щелочными сиенитами.

Щелочные породы слагают здесь силлы, лакколиты, редко дайки, которые прорывают и ороговиковывают меловые, палеогеновые и неогеновые образования (в том числе отложения курасийской и александровской свит верхнего миоцена).

Силлы имеют протяжённость 1-2, редко 3-5 км, мощность их от 0,3-0,5 м до 200-300 м, чаще всего встречаются пластовые залежи мощностью 10-20 м. *Лакколиты* имеют площадь выхода на поверхность 0,5-1,5 км². Мощность *даек* редко превышает 3-5 м, длина их колеблется от нескольких десятков метров до 1-1,5 км.

Контакты с вмещающими породами всегда чёткие, резкие, со многими мелкими апофизами, заплывинами и «карманами», реже – ровные и слабо-волнистые. В экзоконтактах значительных интрузивов часто отмечаются ксенолиты изменённых пород линзовидной формы на удалении до 6-8 м от границы интрузивных тел.

Внутреннее строение интрузивных тел во многом зависит от их величины. Мелкие интрузивные залежи мощностью 1-3 м, как правило, однородны и сложены трахидолеритами. Силлы мощностью менее 1 м, нередко представлены трахибазальтами. Силлы мощностью более 3 м и лакколиты имеют сложное строение. Краевые части их обычно представлены трахидолеритами, центральные участки – эссекситами, тешенитами и монцонитами. Интрузивы мощностью более 5-10 м всегда сопровождаются серией дайкоподобных тел и жил щелочных сиенитов. Монцониты и сиениты обычно сконцентрированы в верхней половине интрузива. Монцониты образуют выделения неправильной формы, линзы, реже жилоподобные и дайкоподобные тела в эссекситах. Мощность линз монцонитов достигает 4-5 м, но обычно составляет 0,5-1 м. Центральные части монцонитовых выделений сложены обычно крупнокристаллическими лейкократовыми, а периферийные участки – меланократовыми мелкокристаллическими разностями. Линзы монцонитов выклиниваются на расстоянии 10-20 м, редко протягиваясь на 50-100 м.

Сиениты слагают дайкоподобные тела и жилы мощностью обычно 5-10 см. Жилы сиенитов чаще имеют однородное строение, реже заметны обособления разных кристалличности и состава.

Трахидолериты – тёмно- и голубовато-серые плотные, массивные, равномерно кристаллические породы с однородной, иногда миндалекаменной текстурой, пойкилоофитовой и гранулитоофитовой, редко порфириформной структурами. Состоят преимущественно из основных плагиоклазов (№ 54-76), моноклинных пироксенов (титаноавгит, натровый авгит) и оливина. Общее количество темноцветных минералов – 25-50%. Содержание плагиоклазов в породе колеблется в пределах 40-65 %. Пироксены присутствуют в количестве 10-25%, редко до 45% объёма породы. Кроме этих основных минералов, как правило, присутствуют биотит (2-3%, иногда до 11%), баркевикит (до 1%), анортотлаз (до 5%), а также анальцит (до 10%) и альбит (до 5%). Аксессуарные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом, апатитом (до 3%), сфеном (до 2%). Количество вторичных минера-

лов (хлорит, боулингит, пренит, эпидот, халцедон, кальцит, серпентин) достигает 30-35%, чаще всего – 15-20%.

Трахибазальты – макроскопически отличаются от трахидолеритов более тонкозернистым строением, а также небольшим количеством (до 10%) фемических минералов и отчётливо выраженными порфировыми выделениями (20-30% объёма породы) плагиоклазов и обилием вторичных минералов.

Эссекситы – зеленовато- или тёмно-серые, средне- или мелкокристаллические породы с шлировотакситовой текстурой, равномерно кристаллические, реже порфиroidные. Состоят из плагиоклазов (андезин, лабрадор), моноклинного пироксена, оливина, биотита, анортоклаза, антипертита, анальцима, баркевикита и рудных минералов. Количество силикатных минералов в породе составляет 35-60%. Из них на долю плагиоклазов приходится 25-45%, антипертита и анортоклаза – 6-15%. Содержание пироксенов составляет 10-20%, иногда – 25-30%, оливина – до 30%. Эпимагматические минералы представлены анальцимом (до 10%) и альбитом (до 10%). Из аксессуарных минералов отмечаются титаномагнетит, ильменит, магнетит, апатит (до 3%), сфен, рутил, лейкоксен. Вторичные минералы (10-15%, иногда до 25% объёма породы) – пренит, хлорит, цеолиты, иддингсит, боулингит, цоизит, карбонаты. Структура эссекситов гипидиоморфнозернистая, субофитовая, иногда приближается к габбровой и офитовой. В порфировых выделениях, как правило, оливин или баркевикит, реже плагиоклаз.

Тешениты отличаются от эссекситов значительным количеством в их составе анальцима. Структуры их офитовая и субофитовая.

Кринаниты отличаются от тешенитов только значительным содержанием оливина (15-20%). Структура их офитовая пойкилоофитовая и субофитовая.

Монцониты – желтоватые и розовато-серые средне- и крупнокристаллические порфировые породы с ясно выраженными кристаллитами полевых шпатов, пироксенов, баркевикита и биотита. Текстура монцонитов шлировотакситовая и криптовая. Монцониты состоят из полевых шпатов, моноклинных пироксенов и небольшого количества биотита, баркевикита, оливина и рудных минералов. Количество полевых шпатов колеблется от 45 до 75%, пироксенов – от 10 до 45%, биотита – от 1 до 10% (чаще всего 2-5%). Содержание баркевикита достигает 10% (обычно 2-5%), оливина – 3-5%, рудных минералов – до 10% (обычно – 3-4%). Эпимагматические минералы представлены анальцимом (5-10%) и альбитом (до 5%), аксессуарные – титаномагнетитом, ильменитом, апатитом (до 4%), сфеном. Из вторичных минералов встречаются – хлорит, пренит, карбонаты, цеолиты, боулингит, иддингсит, цоизит, актинолит. Структура монцонитов гипидиоморфнозернистая, порфиroidная, среднекристаллическая, иногда крупнокристаллическая.

Сиениты – светло-серые лейкократовые мелкокристаллические плотные, однородные породы. Иногда со шлировотакситовой текстурой. Они состоят преимущественно из полевого шпата (антипертита, альбита, олигоклаза) – 65-80% и небольших количеств моноклинных пироксенов (эгиринавгита и эгирина) – 2-8%, лепидомелана (2-10%), рудных (2-5%), нефелина (до 5%), щелочных амфиболов (1-2%). Аксессуарные представлены титаномагнетитом, апатитом, сфеном (до 2%) и рутилом. Вторичные – пренитом, цеолитом, кальцитом, хлоритом, клиноцоизитом, актинолитом. Наличие щелочных ам-

фиболов (арфведсонита, гастингсита, энigmatита и баркевикита позволяет отнести эти породы в группу щелочных. Структура сиенитов равномернозернистая, реже порфиroidная, мелкокристаллическая, иногда микрокристаллическая, микроструктура их гипидиоморфнозернистая, иногда бостонитовая.

Эндоконтактовые изменения в щелочных породах в большинстве случаев выражены отчётливо. Мощность изменённых пород эндоконтактов колеблется от 0,1 до 2-3 м, чаще всего составляет 0,5-1 м. Трахибазальты и трахидолериты по мере приближения к контактам становятся всё более тонкозернистыми, часто миндалекаменными, обогащаются вторичными минералами, становятся отчётливо порфиroidными. Интрузивы этой формации образуют вокруг себя во вмещающих породах отчётливо выраженные эндоконтактовые ореолы с мощностью изменённых пород до 20-30 м.

Наиболее отчётливо метаморфизм вмещающих пород выражен по углям: при приближении к интрузивам в углях постепенно снижается выход летучих веществ, пластический слой уменьшается или отсутствует, уголь переходит в тощий. Непосредственно у контакта с интрузивами уголь часто превращается в естественный кокс.

Для пород трахидолерит-эссекситовой формации характерно повышенное содержание натрия, а в ранних дифференциатах также магнeзии, меньшие величины глинозёма, калия и часто, железа. По петрохимическим свойствам эту ассоциацию следует относить к натровому ряду щелочной серии. Изредка встречаются разности (некоторые сиениты), пересыщенные глинозёмом [171].

По результатам калий-аргонового датирования возраст щелочных габброидов лесогорского комплекса (16 млн. лет) соответствует среднему миоцену [301].

Усковский дацит-долеритовый комплекс гипабиссальный (βN_{1u_1} , ζN_{1u_2} , $\tau\beta N_{1u_1}$), принадлежащий к базальтовой формации, выходит на дневную поверхность в Тымь-Поронайской подзоне к северу от пос. Тымовское, где он представлен долеритами, базальтами, трахидолеритами, трахибазальтами, дацитами, слагающими округлые экструзивные купола, площадью 1-2 км² (г. Круглая, г. Змеиная Сопка). Комплексу присуще двухфазовое строение. В первую фазу в зоне разлома внедрялись основные породы, во вторую – кислые разности. И те и другие представляют интерес в качестве месторождений (законсервированных) строительного камня (Усковское месторождение базальтов и Усковское месторождение дацитов).

По результатам калий-аргонового датирования возраст долеритов штока Круглая Сопка составляет 18 млн. лет (ранний миоцен), а дацитов Усковского месторождения – 15 млн. лет (средний миоцен).

4. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа отсутствуют породы, относящиеся к продуктам регионального метаморфизма. И в пределах Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской СС некоторое распространение получили динамометаморфизованные породы, связанные с зонами тектонических нарушений преимущественно надвигового типа.

Динамометаморфизованные образования Сихотэ-Алинской СС представлены породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Они находятся в Центрально-Сихотэалинском антиклинории, где слагают овальный тектонический блок шириной до 10 км, протягивающийся в среднем течении р. Анюй в северо-восточном направлении на 25 км. Пермь–триасовые породы анюйской толщи, представленные песчаниками, алевролитами, кремнями с пластовыми телами базальтов, превращены в слюдяные, филлитовые, кварц-полевошпатовые сланцы, микрокварциты и metabазальты. Для них характерны плитчатые и сланцеватые текстуры и лепидогранобластовые, иногда с реликтами бластопсаммитовой структуры. Слюдяные сланцы сложены перемежающимися полосами биотита, мусковита и кварца. Для кварц-полевошпатовых сланцев характерны биотит-альбит-кварцевые и биотит-мусковит-кварцевые минеральные ассоциации. В них отмечаются единичные зерна реликтового плагиоклаза, а в результате наложенного термального метаморфизма появляются новообразования граната, ставролита, андалузита и кордиерита. Микрокварциты, состоящие из микрогранобластового агрегата кварца, выделяются в виде линзовидных тел. Метабазальты представляют собой темно-зеленые амфиболовые сланцы, состоящие из агрегатов зерен актинолита, эпидота и хлорита.

В зонах разрывных нарушений для пород характерны бластомилонитовые структуры. Гранитоиды вдоль разломов, ограничивающих анюйскую толщу, в результате динамометаморфизма приобрели гнейсовидность. Непосредственно в обрамлении тектонического блока мезозойские образования также подверглись метаморфическим преобразованиям с частичным рассланцеванием и перекристаллизацией, но с сохранением первичной слоистости и реликтовых структур. Характерными минералами для наиболее перекристаллизованных мезозойских пород являются серицит, хлорит, актинолит, кальцит, эпидот. По мере удаления от контактов интенсивность рассланцевания и степень метаморфизма пород ослабевает и затухает [Клыжко, 1974; 111].

Метаморфические образования в пределах Хоккайдо-Сахалинской СС распространены значительно шире по сравнению с Сихотэ-Алинской СС. Они представлены в западной части Набильско-Пиленгской подзоны и выходят на дневную поверхность в бассейнах рек Рукутама, Оленья, Житница, Лангери, Вальза и Тымь. По степени метаморфических преобразований, возрасту и формационной принадлежности пород они объединены в **мелпалеогеновый верхнелангерийский комплекс метаморфический**, включающий три метаморфических подкомплекса, представленные породами, претерпевшими структурно-вещественные преобразования и утратившими в значительной степени или полностью черты исходных пород. От неметаморфизованных толщ раннего – позднего мела отделены зоной расланцевания и смятия и резко отличаются от них по степени и интенсивности структурно-вещественных преобразований пород. Термодинамометаморфизму подверглись позднемеловые и более древние кремнистые, терригенно-кремнистые отложения, тектоно-гравитационные микститы и вулканогенные образования, тектонически совмещенные к концу позднего мела. В зоне динамометаморфизма первичные породы в условиях повышенной температуры и пластического течения вещества подверглись расслоению и перекристаллизации с возникновением кристаллизационной сланцеватости, метаморфической полосчатости и сложной пloyчатости. Для пород характерно широкое развитие сильно сжатых, линейных микро- и макроскладок, явлений разлинзования и будинажа слоев, развитие нескольких систем кливажа и сланцеватости. На основании различий в составах слагающих их пород, степени метаморфизма образования верхнелангерийского комплекса расчленены на три подкомплекса.

Черносланцевый подкомплекс (msK_2-P_{1v}) распространен в верховьях рек Якут, где он слагает гору Аванпост и ближайшие к ней водоразделы и склоны. Породы подкомплекса являются наименее метаморфизованными и представлены филлитами, филлитовидными сланцами и, в меньшей мере, песчаниками. Слабая метаморфическая перекристаллизация этих пород подчеркивается сохранившимися чертами строения первичных осадочных пород. Фрагментарно сохранились реликтовые бластопсаммитовая и бластоалевритовая структуры. С увеличением степени перекристаллизации структуры преобразовываются в микролепидогранобластовую. Текстуры преимущественно сланцеватые, реже тонко линзовидно-слоистые, микроплойчатые. Главными минералами в породах являются кварц, альбит, серицит, хлорит. Второстепенное значение имеют тонкораспыленные рудные минералы и графитистое вещество псаммитовой размерности.

Наиболее отчетливыми плоскостными структурными элементами в подкомплексе являются кристаллизационная параллельная сланцеватость и трещины кливажа осевой плоскости, выполненные микромилонитами черного цвета. Иногда между кливажными трещинами наблюдаются фрагменты замковых частей микроплек.

Филлиты и филлитовидные сланцы представляют собой темно-серые и матово-черные породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Представляют собой микрозернистый агрегат кварца, альбита, чешуек сери-

цита и хлорита. Кварцево-полевошпатовая масса составляет 40-65%, количество серицита достигает 35-50%.

В геохимическом отношении филлиты и филлитовидные сланцы наиболее близки к алевролитам и песчаникам зоны рассланцевания хойской свиты. По петрохимическому составу (содержанию кремния) они относятся к отряду кислых, по содержанию щелочей – низкощелочные, по отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ относятся к натриевому типу и близки к песчаникам и алевролитам остринской, хойской, богатинской и березовской свит [265].

Песчаники – серые и темно-серые породы мелко-, среднезернистые, с отчетливой бластосаммитовой структурой, линзовидной и линзовидно-сланцеватой текстурами. Состоят из кластических зерен кварца, плагиоклаза, редко роговой обманки. Цементирующая масса нацело перекристаллизована в серицит-хлоритовый и вторично кварцевый агрегат.

Характерным типоморфным минералом пород черносланцевого подкомплекса является серицит; кварц-альбитовый агрегат характерен для всех метаморфических образований.

Слюдяно-кварцевый подкомплекс ($\text{sbtK}_2\text{-P}_{1V}$). В пределах листа занимает наибольшую площадь и выведен на поверхность в виде трёх пространственно разобленных блоков. Северный блок расположен в правобережье р. Тымь, в районе пос. Тымовское – Зональное. Юго-западный блок – в бассейнах рек Мулейка, Житница. Юго-восточный – занимает большую площадь в бассейнах рек Водопойная, Запивка, Пурга, Рукутама. Структурно подкомплекс слагает нижнюю часть комплекса. Практически все контакты подкомплекса тектонические. Взаимоотношения с другими подкомплексами осуществляются по синметаморфическим разрывным нарушениям, выраженным бластотектонитами, сохранившимися фрагментарно и подновленными молодыми, постметаморфическими дизъюнктивами. В строении подкомплекса принимают участие черно-белые, дисгармоничные плейчатые, гидробиотит-альбит-кварцевые и серицит-альбит-кварцевые сланцы и бластотектониты с линзами, блоками, линзами и пакетами зеленых ортосланцев, кварцитов и мраморизованных известняков. Размеры линз и блоков не превышают первых десятков метров, иногда они образуют более крупные по размерам пакеты. Породы подкомплекса насыщены секущими и послойными будинированными прожилками кварца. Секущие кварцевые прожилки выполняют трещины кливажа осевой поверхности микроскладок. Мощности их составляют 2-5 мм, иногда увеличиваясь до первых сантиметров. Кварц обычно массивный, иногда ноздреватый, молочно-белого или серого цвета, часто ожелезнен.

Парасланцы подкомплекса характеризуются максимальными метаморфическими преобразованиями. Это выражено в наибольшей степени перекристаллизации вещества и максимальной зернистости минеральных агрегатов, появлении альбитовых порфиробластов размерами до 1-2 мм. Пластические деформации преобладают над хрупкими, широко развита дисгармоничная плейчатость. Шнуровидные кливажные зоны наблюдаются в виде обрывков. Интенсивно проявлены процессы вторичного рассланцевания. Первичная метаморфическая полосчатость сохранилась лишь в виде фрагментов плоек между плоскостями вторичного рассланцевания. Плоскости вторичного рассланцевания, в свою очередь, смяты в пологие, открытые микроскладки. В

минеральном составе парасланцев (гидробиотит-альбит-кварцевых, мусковит-альбит-кварцевых, хлорит-альбит-кварцевых) принимают участие кварц (30-50%) альбит (20-30%), хлорит (5-25%), мусковит+серицит (до 40%), гидробиотит (до 10%). Второстепенные минералы (эпидот, актинолит, стильпномелан) присутствуют в количестве не более 5%. Акцессорные минералы представлены сфеном, агрегатом лейкоксена, рудным минералом и углистым (?) веществом.

По минеральному составу парасланцы слюдяно-кварцевого подкомплекса близки к таковым черносланцевого подкомплекса. Структура парасланцев полнокристаллическая, гранолепидобластовая. Размер зерен достигает 0,3-0,5 мм. Чередующиеся кварц-альбитовые и слюдисто-хлоритовые прослойки смяты в сложные дисгармоничные плейки, образуя дисгармоничную текстуру. Наиболее характерной является межшнуровидно-плейчатая текстура.

Ортосланцы подкомплекса не отличаются от ортосланцев зеленосланцевого подкомплекса и представлены эпидот-хлорит-актинолитовыми, актинолит-хлорит-эпидотовыми и актинолит-эпидот-роговообманковыми разностями.

Эпидот-хлорит-актинолитовые ортосланцы представляют собой светло-зеленые, тонкоплитчатые породы с отчетливой сланцеватостью, линзовидно-полосчатые, реже микроплейчатые. Состоят преимущественно из актинолита (40-50%), хлорита (20-30%), альбита (10-30%), эпидота (5-10%). Реже встречаются сфен, лотрит, стильпномелан, кварц, гематит, пирит. Структура породы нематобластовая, лепидобластовая, фибробластовая, текстура – сланцеватая, линзовидно-полосчатая.

Актинолит-хлорит-эпидотовые ортосланцы – породы темно-зеленого цвета с фисташковым оттенком. Обычно они среднезернистые, крупноплитчатые, с нечетко выраженной сланцеватостью. Состоят из эпидота (30-60%), хлорита (20-30%), актинолита (10-15%), альбита (10-20%). В меньшем объеме присутствуют кварц, стильпномелан, сфен, гематит, пирит. Структура основной массы гранонематобластовая, лепидобластовая. Текстура линзовидно-полосчатая, плейчатая. В зависимости от преобладания того, или иного минерала между эпидот-хлорит-актинолитовыми и актинолит-хлорит-эпидотовыми ортосланцами существуют переходные разности. В целом же минеральная ассоциация остается постоянной.

Актинолит-эпидот-роговообманковые ортосланцы встречаются обычно редко, образуя сравнительно крупные линзы в парасланцах. Характерным является присутствие в их составе сине-зеленой роговой обманки в количестве до 20%. Присутствие роговой обманки в ассоциации с эпидотом, кварцем и актинолитом свидетельствует о более высокой степени метаморфизма ортосланцев по отношению к вмещающим их парасланцам.

Бластотектониты образуют линейные пологопадающие структуры мощностью от первых метров до десятков и первых сотен метров и являются существенным выражением «вязких» синметаморфических разрывов в зонах максимального пластического течения вещества по системе тесно сближенных кливажных плоскостей скольжения. Макроскопически бластотектониты представляют собой мелко-, среднезернистые породы с плитчатой отдельностью, линзовидно-полосчатые, с фрагментами замковых частей изоклинальных плек, зажатых между плоскостями вторичной сланцеватости. Отличия

бластотектонитов от исходных пород выражены в текстурно-структурных преобразованиях. Метаморфическая полосчатость в них сжата в узкие изоклинальные плейки амплитудой от долей миллиметра до первых сантиметров, которые раздавливаются и разлинзовываются по плоскостям вторичной сланцеватости, совпадающей с кливажом осевой поверхности раздавленных микроскладок. Бластотектониты состоят из черных шнуровидных субпараллельных зонк микромилонитизации, представляющих собой тонкоперетертый материал исходной породы, с примесью гидроокислов железа, возможно графитистого вещества. Вдоль этих зонк развиваются субпараллельные агрегаты мусковита и хлорита, образуя вторичную сланцеватость. Между плоскостями вторичной сланцеватости заключены кварц-альбитовые агрегаты, представляющие собой фрагменты изоклинальных микроскладок. Первичная сланцеватость подчеркивается ориентировкой слюдистых минералов и хлорита, ориентированных перпендикулярно плоскостям вторичной сланцеватости. Петрографические характеристики и геохимическая специализация бластотектонитов аналогичны парасланцам, в которых они развиты [423]. Их химические составы также практически неотличимы. Бластотектониты можно рассматривать как продукт переработки метаморфических сланцев. Типоморфными минералами бластотектонитов являются гидробитит, мусковит, эпидот. Анализ структурно-текстурных особенностей и реконструкция первичного состава метаморфических пород позволяет считать, что исходными породами бластотектонитов явились алевролиты, полимиктовые, полевошпатовые и граувакковые песчаники, а также базальты и ультраосновные породы.

Зеленосланцевый подкомплекс (asK_2-P_{1v}). Распространен достаточно широко. Его выходы прослеживаются от верховьев Оленьей до р. Рукутама, в верховьях рек Вальза, Рукутама, в правобережье р. Тымь. Взаимоотношения со слюдяно-кварцевым подкомплексом повсеместно тектонические и представляют собой синметаморфические разрывы, часто подновленные постметаморфическими нарушениями. С хойской свитой он контактирует по зоне рассланцевания и смятия шириной до 5 км. Залегает подкомплекс в виде тектонических пластин. Структурно занимает верхнюю часть верхнелангерийского комплекса.

Сложен филлитовидными серицит-хлорит-кварцевыми, хлоритовыми и серицитовыми парасланцами, содержащими линзы и блоки зеленых ортосланцев, кварцитов и мраморизованных известняков, размеры которых иногда достигают первых тысяч метров. Распределение линз в пределах подкомплекса неравномерное. Контакты линз чаще всего ориентированы по простиранию метаморфической полосчатости парасланцев и ортогональны или диагональны поверхностям кливажа осевой плоскости локальных микроскладок.

Основной объем подкомплекса занимают *филлитовидные парасланцы*. Они представляют собой тонкополосчатые и локально плейчатые, тонкозернистые породы матово-черного и серовато-зеленого цвета с брусковидной плитчатой отдельностью. По минералогическому составу они однообразны, как и все парасланцы верхнелангерийского комплекса, и состоят из четырех основных минералов: кварца, альбита, серицита, хлорита. В зависимости от преобладания того, или иного минерала выделяются хлоритовые, серицито-

вые и смешанные сланцы, причем последние преобладают. Характерной чертой является высокая смешанность кварц-альбитового и слюдисто-хлоритового материала. Под микроскопом основная ткань породы представлена тонкозернистым агрегатом зерен кварца, альбита, чешуек серицита, актинолита и стильпномелана. По минеральному составу, структуре и текстуре они очень сходны с парасланцами слюдяно-кварцевого подкомплекса. В сравнении с филлитами черносланцевого подкомплекса филлитовидные сланцы являются более метаморфизованными породами, что выражается в большей крупности зерна, большей дифференциации вещества с образованием тонкой метаморфической полосчатости и плейчатости. Трещины кливажа становятся более четкими и прямолинейными. Степень перекристаллизации увеличивается, текстура становится более отчетливо полосчатой, увеличивается размах и амплитуда плек. По геохимическим характеристикам парасланцы близки к алевролитам и песчаникам хойской свиты, а по химическому составу - к алевролитам и песчаникам хойской, богатинской и березовской свит, отличаясь от них только меньшим количеством кремнезема.

Кварциты – представляют собой четко сланцеватые, иногда слабо плейчатые породы серого, светло-серого, зеленовато-серого и красно-бурого цвета. Пространственно они ассоциируют с ортосланцами. Среди кварцитов выделяются моно- и полиминеральные разновидности. Мономинеральные кварциты сложены гранобластовым агрегатом кварца. В качестве примесей присутствуют хлорит, мусковит, стильпномелан, гематит. В полиминеральных кварцитах количество примесей тех же минералов достигает 20-30%. В зависимости от преобладания того, или иного из них, выделяются слюдистые, хлоритовые, стильпномелановые, глаукофановые и гематитовые разновидности. Обычно это полосчатые породы с чередующимися слоями, обогащенными кварцем и примесями.

Ортосланцы сформированы в результате метаморфизма эффузивных и интрузивных пород. Обычно они обладают зеленым цветом различной интенсивности и оттенков. Реже отмечаются разновидности серого и серовато-зеленого цвета с шелковистым блеском и занозистым изломом. Встречаются массивные и рассланцованные разновидности, обладающие средне-, мелкозернистой структурой основной массы, часто полосчатые, иногда плейчатые, с характерной плитчатой отдельностью. По минеральному составу выделяются следующие типы ортосланцев: лейкоксен-соссюрит-актинолит-хлоритовые, эпидот-хлорит-актинолитовые, актинолит-хлорит-эпидотовые, глаукофаносодержащие. По минеральному составу первые три вида практически не отличаются от ортосланцев слюдяно-кварцевого подкомплекса. Глаукофаносодержащие ортосланцы очень редко отмечаются вблизи границ подкомплекса. Они состоят из альбита (10-20%), актинолита (10-30%), хлорита (20-30%), эпидота (20-40%) глаукофана (от 1-10 до 40%). Глаукофан, обычно, синего цвета, игольчатой формы, часто образует войлокоподобные агрегаты. Из второстепенных минералов присутствуют: стильпномелан (до 5%), лотрит (до 5%), серицит (5-10%), иногда рибекит. Структура породы порфириобластовая. Ортосланцы зеленосланцевого подкомплекса, также как и парасланцы, характеризуются относительно низкой степенью перекристаллизации вещества и часто сохраняют реликтовые структуры исходных пород. По геохимическим

характеристикам ортосланцы зеленосланцевого подкомплекса обособляются от ортосланцев слюдяно-кварцевого подкомплекса сравнительно повышенным содержанием литофильных и пониженным – халькофильных элементов. По реконструкции первичного состава пород парасланцы являются продуктами метаморфизма граувакк, полимиктовых и полевошпатовых песчаников, ортосланцы – базальтов и ультраосновных пород [386].

С метаморфитами слюдяно-кварцевого и черносланцевого подкомплексов связаны мелкие россыпные месторождения золота, многочисленные проявления и пункты минерализации золота, а так же шлиховые ореолы шеелита.

Определения возраста (К-Аг-методом) ортосланцев верхнелангерийского комплекса колеблются в интервале 55-77 млн. лет, парасланцев – 50-53 млн. лет [46ф]. Последние цифры, видимо, отражают время постметаморфических процессов, преобразующих метаморфические сланцы. Учитывая также, что возраст гранитоидов, прорывающих метаморфические образования [35, 423], не выходит за пределы палеоцена – эоцена, возраст метаморфизма и верхнелангерийского комплекса принят позднемиоценовым – палеоценовым.

Контактные роговики и ороговикованные породы в Сихотэ-Алинской СС, связанные с внедрением меловых и палеогеновых интрузий, образуют вокруг тел ореолы различной ширины, в зависимости от размеров, состава интрузий и крутизны контактов. В обрамлении наиболее крупных гранитоидных массивов – Тумнинского, Гобилинского, Хуту-Джаурского, Горбиллинского, Колбинского, Бяполинского и др., ширина зон контактово измененных пород составляет 2–4 км. На юго-восточном пологом контакте Сандинского массива ореол ороговикования достигает ширины 5 км, а Тардоки-Янинского — 6 км. По периферии небольших гранитоидных тел, крупных даек и субвулканических интрузий ширина ореолов ороговикования составляет 0,5–1 км. В обрамлении интрузивных тел основного состава ороговикование проявлено слабо и выражается лишь в образовании узкой (до 10 м) зоны хлоритизации и биотитизации. Породы, вмещающие малые интрузии ультраосновного состава (гурские пироксениты, перидотиты, пикриты) ороговикованию не подвержены.

Нередко контактово измененные породы образуют самостоятельные поля. Широкое поле ороговикованных осадочных пород дивнинской и светловоднинской свит наблюдается в верховьях р. Тумнин, что дает основание предполагать там наличие нескрытой интрузии. В верховьях рек Бо-Джауса, Ботчи и Оуми, в терригенных породах светловоднинской, дивнинской и лужинской свит, контактовые роговики и ороговикованные породы распространены на удалении 3–4 км от группы небольших сближенных гранитоидных тел площадью от 4 до 20 км², которые, вероятно, являются апофизами нескрытого интрузивного массива. Термальное воздействие интрузивов на вмещающие вулканиды покровной и субвулканической фаций проявлено гораздо слабее и редко превышает 500 м. В них образуются роговики преимущественно биотит-полевошпатово-кварцевого состава с примесью амфибола, мусковита и хлорита. В ряде случаев сохраняются реликты первичных структур.

Непосредственно в экзоконтактах интрузий преимущественно кислого состава в зоне шириной 150–350 м (иногда до 700 м) вмещающие породы пре-

вращены в биотит-кварц-полевошпатовые по песчаникам, андалузит-кварц-биотитовые, кордиерит-кварц-биотитовые по алевролитам, узловатые кордиеритовые по аргиллитам и мусковит-кварц-альбитовые по риолитам роговики. Кремнистые породы в результате термального воздействия интрузий перекристаллизованы в кварциты. Ороговикование, как правило, сопровождается гидротермальными процессами. Роговики нередко содержат точечную вкрапленность сульфидов, а непосредственно в экзоконтакте с интрузиями субщелочного состава – турмалина. Иногда турмалин образует мономинеральные тонкие прожилки. Часто встречается тонкопрожилковое окварцевание. По мере удаления от контакта роговики сменяются ороговикованными породами – окварцеванием и биотитизацией по массе исходных пород, раскристаллизацией основной массы вулканитов и замещением минералов вкрапленников гидрослюдами, амфиболами, калишпатами и хлоритом.

Роговики – серые, темно-серые до черных с явным фиолетовым оттенком породы, плотные сливные, часто с полосчатой или пятнистой текстурой. Для биотит-кварц-полевошпатовых роговиков характерна мозаичная структура с рассеянными по массе отдельными листочками или скоплениями биотита. Иногда встречаются единичные кристаллы и лучистые сростки турмалина размером 0,3–3 мм. Кордиерит-кварц-биотитовые и андалузит-кварц-биотитовые роговики имеют порфириобластовую структуру и массивную или полосчатую текстуру. Порфириобластами является значительное количество мелких кристаллов и небольших скоплений кордиерита, андалузита и граната в кварц-биотитовой микрогранолепидобластовой основной массе. Кордиерит, почти нацело замещенный пелитом и серицитом, имеет характерное секториальное строение. По мере удаления от контакта появляются пятнистые и узловатые роговики, характеризующиеся пятнистой текстурой и бластоалевропелитовой структурой. Образующиеся стяжения (25–35 % объема породы) в виде изометричных пятен, обусловлены концентрацией пелитовых глинистых частиц. Филлиты и филлитизированные сланцы перекристаллизованы в гранат-кварц-биотитовые узловато-пятнистые сланцы. По мере приближения к интрузии, в филлитах появляются порфириобласты альбита, граната, кордиерита, иногда бесформенные скопления мелкочешуйчатого биотита. По ориентировке порфилобластов альбита и кордиерита заметно первичное сланцеватое строение пород [Клыжко, 1974].

Для роговиков по эффузивным и субвулканическим породам характерна полная перекристаллизация основной массы с замещением ее хлоритом, цеолитами и карбонатами в основных вулканитах и кварц-полевошпатово-слюдистым агрегатом в вулканитах среднего и кислого состава. Порфиновые выделения приобретают нечеткие очертания. Темноцветные минералы во вкрапленниках полностью замещаются агрегатами хлорита, кальцита, цеолитов, а основные плакиоклазы – серицитом, альбитом, пренитом, соссюритом и цеолитами. Риолиты в экзоконтактах гранитоидных интрузий превращены в мусковит-кварц-альбитовые роговики с лепидогранобластовой структурой иногда с единичными реликтовыми вкрапленниками альбита, калишпата и кварца.

Контактово-метаморфические породы в Хоккайдо-Сахалинской СС связаны с внедрением интрузивных пород лангерийского плутонического комплекса и имеют ограниченное распространение. Пространственно они образуют относительно широкие (до 5 км) зоны вокруг Лангерийского и Вальзинского массивов и более узкие (не более 15 м) вокруг более мелких тел гранитоидов. Характер изменений вмещающих пород в результате термального воздействия состоит в их ороговикании и биотитизации. Ороговиканию подверглись филлиты и парасланцы слюдяно-кварцевого подкомплекса.

Филлиты на контакте с гранитоидами превращены в роговики. Они приобретают серый, сиренево-серый и бурый цвет. Под микроскопом породы обладают тонкосланцеватой текстурой, лепидогранобластовой структурой. Минеральный состав роговиков: кварц – 40-50%, биотит – 15-40%, альбит – 5-20%; второстепенные минералы серицит, хлорит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, гематитом. Характерно преобладание кварца и биотита и почти полное отсутствие серицита и хлорита. Кварц мелкозернистый, реже неравномерно-зернистый. Размеры зерен не превышают 0,1 мм, зерна изометричные с характерной мозаичной структурой. Биотит мелкочешуйчатый, образует агрегаты субпараллельно сросшихся зерен, ориентированных вдоль сланцеватости.

Парасланцы вблизи массивов преобразованы в гидробиотит-мусковит-кварцевые сланцы. Это породы темно-серого с сиреневым оттенком цвета, очень крепкие, с отчетливой линзовидно-полосчатой, узловатой текстурой. Под микроскопом обнаруживаются те же структурно-текстурные особенности, что и в неизмененных сланцах. Однако минеральный состав заметно отличен и представлен кварцем – 40-50%, альбитом – 15-20%, биотитом – 30-40%, хлоритом – 0-5%. Акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон, гематит. Биотит развивается по мусковиту, в свою очередь, замещаясь хлоритом. С удалением от массивов количество биотита уменьшается, что свидетельствует об ослаблении контактового воздействия на вмещающие породы.

Гидротермально измененные породы в материковой части листа представлены метасоматитами с прожилково-жильным окварцеванием, сульфидизацией, пропилитизацией, грейзенизацией и скарнированием вмещающих пород. Все проявления термальных и гидротермальных процессов накладываются друг на друга и парагенетически связаны с внедрением гранитоидных интрузий. Наиболее интенсивные проявления гидротермального метасоматоза приводят к полному замещению материнской породы с образованием кварц-серицитовых метасоматитов, кварцитов, пропилитов, грейзенов, скарнов. С метасоматитами связаны большинство рудопроявлений и месторождений.

Окварцевание в виде извилистых прожилков кварца различной густоты, встречается практически повсеместно. Кварцевые прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 20–30 сантиметров часто охватывают довольно значительные площади, образуя густую сеть в ослабленных зонах среди терригенных и вулканогенных пород, штокверки в надинтрузивных зонах, в эндо- и экзоконтактах интрузий, а также приурочены к зонам разрывных нарушений. Кварц в прожилках молочно-белый, реже серый, в зонах раз-

рывных нарушений - брекчиевой текстуры с сильной лимонитизацией. Они содержат рассеянную вкрапленность и гнезда лимонита, пирита, молибденита, галенита, сфалерита. В раздувах встречаются пустоты, заполненные мелкими друзами горного хрусталя, а в Бяполинском массиве – кристаллами раухтопаза, мориона и полевых шпатов размером до 20 см [Дымович, 1998]. Кварц-турмалиновые прожилки, содержащие мелкие скопления и включения турмалина, который изредка образует самостоятельные тонкие мономинеральные обособления, иногда несут золотую минерализацию. К кварцевожильным образованиям, турмалинизированным и сульфидизированным породам приурочены оловянная минерализация (месторождения Мопан, Пионерское и др.), месторождения и проявления золота, вольфрама, полиметаллов.

Реже встречаются мономинеральные кварцевые жилы серого сливочного кварца мощностью до 2 м, в которых иногда встречаются гнезда лимонита.

Окварцевание имеет сквозной характер и сопровождает все процессы гидротермального изменения пород.

Серицит-кварцевые метасоматиты образуют преимущественно линейные зоны протяженностью от нескольких метров до 5 км и, как правило, сопровождаются прожилковым окварцеванием. Это светло-серые, иногда с желтоватым или розоватым оттенком, реже лиловатые породы, состоящие из мелкозернистого кварц-полевошпат-слюдистого агрегата. В зависимости от состава вмещающих пород, в них встречаются листочки мусковита, тремолита и биотита с редкими вкрапленниками стекловатых прозрачных полевых шпатов, реже встречается турмалин, флюорит. Пронизывающие метасоматиты прожилки кварца часто несут рудную минерализацию – кристаллы вольфрамита, шеелита, касситерита, золота, пирита, арсенопирита, молибденита. Кварцевые жилы сопровождаются мощной зоной кварц-серицитовых метасоматитов и содержат молибденит, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин. Первичные кремнисто-глинистые породы в результате гидротермально метаморфической переработки превращаются в микрокварциты, насыщенные мелкими (от 5 см до 1 м) пятнистыми скоплениями (до 10x30 см) родохрозит-родонитового, реже псиломеланового состава. В андалузит-серицит-кварцевых метасоматитах среди пропилитизированных андезитов встречается неравномерная вкрапленность, гнезда и ветвящиеся прожилки (до 1 см) тонкокристаллического голубовато-серого корунда с размером зерен 2–3 мм. С зонами серицит-кварцевых метасоматитов связаны проявления золота, серебра, вольфрама, олова, молибдена, висмута.

Пропилитизации подвержены вулканические породы среднего состава, в основном, андезиты и андезибазальты. В них гидротермальному воздействию подвержена вся масса породы с сохранением первичной структуры. В эффузивах большинской и сусанинской свит широко развиты эпидотовые, эпидот-хлоритовые, эпидот-карбонат-хлоритовые пропилиты с пиритом, пространственно и генетически связанные с интрузиями бекчиулского и прибрежного комплексов. Слабая степень пропилитизации отмечается значительно шире. Основным признаком пропилитизированных пород является широкое распространение в них эпидота, хлорита, серицита, карбоната, альбита и пирита, замещающих первичные магматические минералы без изме-

нения первичной структуры. Постоянно отмечается присутствие актинолита, лейкоксена, гидрослюд, боулингита, пренита.

Пропилиты имеют темный серо-зеленый цвет, бластопорфировую структуру и массивную текстуру. По плагиоклазам развиваются псевдоморфозы хлорита, альбита, гидрослюд, пренита, вкрапленники роговой обманки замещаются магнетитом, эпидотом, актинолитом, а основная масса полностью перекристаллизована с новообразованиями амфиболов, хлорита, альбита, пирита и карбоната.

По мере нарастания процесса метасоматического замещения намечается следующая последовательность пропилитовых минеральных фаций: 1) эпидот-хлоритовая; 2) хлорит-карбонатная; 3) серицит-карбонатная. Во всех минеральных фациях отмечается обильное присутствие сульфидов и прожилковое окварцевание с вкрапленностью.

Сульфидизация. Наиболее распространены новообразования сульфидов в магматических породах среднего и основного состава, контактовых роговиках и пропилитизированных породах. Сульфиды присутствуют в виде рассеянной вкрапленности и иногда составляют до 10 % объема породы. Реже встречаются в мономинеральных прожилках мощностью несколько миллиметров, или небольших гнездовых скоплениях.

Амфиболизированные габброиды, долериты и туфы, под воздействием гидротерм, превращаются в слюдисто-амфибол-сульфидные метасоматиты. Минеральный состав сульфидов представлен, в основном, пиритом, халькопиритом, реже пирротинном и арсенопиритом. Встречаются сфалерит и галенит. К породам с рассеянной вкрапленностью, гнездообразными скоплениями и тонкими прожилками арсенопирита, пирита и халькопирита, иногда совместно с хлоритом и эпидотом приурочена молибденовая и сопутствующая полиметаллическая (с висмутом и серебром) минерализация. С сульфидизированными породами связаны рудопроявления и пункты минерализации свинца, цинка, олова, меди, в частности, рудопроявление медно-порфирового типа Ночное [111].

Грейзенизированные породы и грейзены распространены в экзо- и эндоконтактах гранитоидных массивов преимущественно вдоль разрывных нарушений в виде полос протяженностью до 2 км, реже образуют изометричные штокверки. Как правило, грейзенизация проявлена на довольно ограниченных участках в зонах трещиноватости и сопровождается кварцевыми прожилками. Грейзенизация гранитов характеризуется обильными новообразованиями вторичных серицита и мусковита с сохранением первичных структур породы. Плагиоклазы интенсивно альбитизированы, серицитизированы, биотит полностью замещен мусковитом, лейкоксомом и рудными минералами. Грейзенизированные породы через серицитизированные граниты переходят в неизменные разности. Кварц-мусковитовые прожилки иногда размещаются в роговиках по осадочным породам в отдалении от интрузий и, вероятно, обусловлены влиянием нескрытых эрозией гранитоидных массивов.

Грейзены образуют линейно вытянутые тела, центральные части которых выполнены молочно белым кварцем среди грейзенизированных пород и серицит-кварцевых метасоматитов. Они отличаются от грейзенизированных

пород лепидогранобластовой структурой и составом, который представлен средне- крупнозернистыми сростками кварца, мусковита и лепидолита, турмалина, топаза. В зависимости от количественного содержания минеральных компонентов различаются кварц-мусковитовые, топаз-мусковит-кварцевые, кварц-мусковит-турмалиновые, иногда сидерофиллит-кварцевые грейзены. В том или ином количестве они содержат вкрапленность флюорита, касситерита, вольфрамита, шеелита, берилла, реже молибденита, висмутина и сульфидов. Грейзены в катаклазированных лейкогранитах бекчиулского комплекса содержат в центральной части линзу почти чистого флюорита голубого и фиолетового цвета мощностью до 10 м. С грейзенами и грейзенизированными породами связаны рудопроявления олова, вольфрама, молибдена и бериллия.

Скарнированные породы не имеют широкого распространения и образуются локально в виде линзовидных тел в известняках и вулканитах основного состава в зоне влияния гранитоидных интрузий, а также в краевых частях самих гранитных интрузий. По составу различаются гранат-пироксеновые и пироксен-гранатовые, реже пироксеновые скарны. В них наблюдается вкрапленность сульфидов и, реже, шеелита и вольфрамита. Со скарнами связаны рудопроявления преимущественно полиметаллов и вольфрама.

Метасоматические образования на островной суше листа имеют ограниченное распространение и пространственно приурочены к выходам слюдяно-кварцевого подкомплекса в междуречье р. Мулейка – руч. Рукоуев, междуречье руч. Рукоуев – р. Лангери и на левобережье верховьев реки Лангери. Они отнесены к контактово-метасоматическому классу, который включает кварц-халцедон-гидрослюдистые, окварцованные, окварцованные и альбитизированные, лиственитизированные породы.

К этому же типу можно отнести талькиты, как продукт гидротермально-метасоматической переработки серпентинитов, которые отмечаются в виде небольших тектонических линз в метаморфических породах верхнелангерийского комплекса и на площади распространения раkitинского тектоногенного комплекса. На некоторых участках талькиты образуют небольшие месторождения талька (Первомайское).

5. ТЕКТОНИКА

На территории листа распространены разные по тектоническому режиму и возрасту геолого-структурные подразделения. На западе листа, в пределах материковой суши находится Амурский геоблок (Л.И. Красный, 1999), на востоке листа – Сахалинский геоблок. Первый на площади листа представлен Сихотэ-Алинской складчатой системой мезозойского возраста, с запада и востока, плащеобразно перекрытой Восточно-Буреинским внутриконтинентальным и Восточно-Сихотэ-Алинским окраинно-континентальным вулcano-плутоническими поясами позднемезозойского – раннекайнозойского возраста. В свою очередь на перечисленные выше структурные подразделения наложены континентальные впадины и покровы платобазальтов Восточно-Азиатского рифтогенного пояса кайнозойского возраста [375].

В восточной части листа, в пределах Сахалинского геоблока на о.Сахалин находятся геолого-структурные подразделения Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы мезозойско-кайнозойского возраста, а на акватории в Татарском проливе представлены структуры Татарского рифтогенного прогиба, являющегося продолжением к северу Япономорской рифтогенной системы и на крайнем востоке листа - подразделения Охотоморского шельфа.

Все тектонические подразделения обоих геоблоков можно отнести к четырем структурным этажам: позднепалеозойскому-раннемезозойскому, мезозойскому, позднемезозойскому-раннекайнозойскому, кайнозойскому. Границы этажей представлены, в основном, структурными, тектоническими и стратиграфическими несогласиями. Местами они имеют скользящий характер и не всегда одинаково выражены и в структурном и в возрастном плане для обоих блоков.

Тектонические подразделения привязаны к геодинамическим обстановкам и, при описании, к структурно-формационным зонам. Каждое подразделение охарактеризовано наиболее значимыми формациями.

Позднепалеозойский-раннемезозойский структурный этаж

Позднепалеозойский-раннемезозойский структурный этаж представлен образованиями Центрально-Сихотэалинского антиклинория Сихотэалинской СС.

Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий с более молодыми образованиями Восточно-Сихотэалинского синклинория граничит по Анюйско-Таунгинскому (на юго-востоке) и Нижнегурскому (на севере) разломам. В антиклинории выделяются Хорско-Тормасинский и Анюйский выступы, относящиеся к позднепалеозойскому-раннемезозойскому структурному этажу.

Они представляют ядро антиклинория и имеют разломные ограничения. Хорско-Тормасинский выступ отличается особой сложностью, обусловленной интенсивной дислоцированностью разновозрастных формаций, сочетанием тектонических блоков одновозрастных пород, образовавшихся в глубоководных и мелководных (шельфовых) условиях, а на юго-западном продолжении (на территории листа М-53) – широким развитием олистостромовых образований.

Центрально-Сихотэ-Алинский антиклинорий соответствует Центрально-Сихотэ-алинской структурно-формационной зоне, при этом Хорско-Тормасинский и Анюйский выступы в принятом структурно-формационном районировании отвечают Хорско-Тормасинской подзоне, а остальная часть антиклинория – Анюйской подзоне.

Позднепалеозойский–раннемезозойский этаж сложен образованиями пермско–позднетриасовой вулканогенно-терригенно-кремнистой формации, слагающей тектонические блоки в ядре Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория и представленной ячинской и томчинской толщами. Они смяты в крутые (40–70°) прямые, наклонные и опрокинутые преимущественно на юго-восток складки разного порядка, ориентированные косо, под углом в среднем 30°, по отношению к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому, ограничивающего антиклинорий с северо-запада. В качестве мезозойского этажа в Хорско-Тормасинском выступе выделена турбидитовая формация, представленная берриас–валанжинской маньйской серией. Рисунок складчатости в ней такой же, как и в подстилающих юрских отложениях, но между ними установлен значительный стратиграфический перерыв и угловое несогласие.

В бассейне р. Анюй у западной границы листа находится большая часть Анюйской купольной структуры (Анюйского выступа), сложенной метаморфитами филлитовой и мусковитовой субфаций зеленосланцевой фации. Частью исследователей [375А,] они относятся к образованиям фундамента Сихотэ-Алинской складчатой системы. В этой структуре с разной степенью уверенности может быть воссоздан первичный состав метаморфизованных пород. В целом он соответствует породам вулканогенно-терригенно-кремнистой формации перми–верхнего триаса Хорско-Тормасинского выступа. В строении купольной структуры отмечаются исключительно сложные изоклинальные и неправильные мелкие складки, свидетельствующие о высокой пластичности вещества в период деформаций. Оси мелких складок примерно параллельны контурам структуры. Сланцеватость в целом параллельна осевым плоскостям складок и падает в юго-восточном направлении под углами 15–35°, затушевывая картину сложной складчатости. Наиболее сложные дислокации и наиболее сильный метаморфизм отмечаются в Анюйской зоне мигматизации [375А], прослеживающейся в виде 2-километровой полосы по левобережью рек Гобилли и Бол. Эртукули. Судя по ориентировке полосчатости, сланцеватости и характеру залегания гранитных интрузий, эта зона погружается на юго-восток под углом 30–40°. Что касается природы Анюйского выступа, равно как и других зеленосланцевых куполов Приамурья, то подобные структуры могут быть связаны с особыми термодинамическими условиями на отдельных участках земной коры.

Мезозойский структурный этаж

Мезозойский структурный этаж представлен в Сихотэ-Алинской СС. В Хоккайдо-Сахалинской СС образования этого этажа присутствуют в виде отдельных блоков в серпентинитовом и полимиктовом терригенном меланжах, где связующим материалом для них являются осадочные породы, в основном, позднемезозойского-раннекайнозойского этажа, в связи с чем они будут рассматриваться именно в рамках этого структурного этажа.

Сихотэ-Алинская складчатая система

В пределах Сихотэ-Алинской СС образованиями этажа сложена часть Центрально-Сихотэалинского антиклинория (Ануйская подзона), Горинский, Западно-Сихотэалинский и Восточно-Сихотэалинский синклинории.

Центрально-Сихотэалинский антиклинорий. Ануйская подзона Центрально-Сихотэ-Алинского антиклинория выполнена формациями мезозойского структурного этажа в составе двух подэтажей, разделенных структурным несогласием: нижнетриасового–верхнеюрского, представленного кремнисто-терригенной формацией (джаурский вулканогенно-осадочный комплекс, светлореченская толща) и валанжинского, представленного турбидитовой формацией (кабулинская толща).

В целом для нижнего подэтажа свойственно преобладание линейных складок, простирающихся по азимуту 30–55°. Зеркало складчатости, полого изгибаясь, погружается в юго-восточном направлении. Необычно простые для нижнего подэтажа складки наблюдаются на обрамлении Ануйской купольной структуры. Так, северо-западное крыло синклинали, причленяющееся к Ануйскому куполу, очень пологое (10–20°). Мелкая осложняющая складчатость здесь проявлена слабо. Она наблюдается преимущественно вблизи Гобиллинского интрузива, и, вероятно, связана с его внедрением [375А].

С удалением от Ануйского купола, интенсивность складчатости быстро нарастает. К юго-востоку от Гобиллинского интрузива, в бассейнах рек Ануй, Гобилли [375А], и к северо-западу от него, в бассейне р. Джаур [371, 341], распространены линейные асимметричные, прямые, но чаще наклонные и опрокинутые структуры – чередующиеся антиклинали и синклинали шириной 3–6 км, иногда до 10 км, протяженностью 30–40 км и более, амплитудой до 5 км и углами падения крыльев 40–80°. В ядрах и на крыльях этих структур наблюдаются осложняющие складки шириной до 1 км. Общий наклон и запрокидывание складок в юго-восточном направлении здесь сочетаются с широким развитием продольных взбросов, падающих в основном на северо-запад, то есть примерно параллельно осевым плоскостям складчатых структур. Шарниры складок обычно слабо ундулируют. Резкое воздымание шарниров и изгиб осей складок наблюдается в верхнем течении р. Ануй. Оно, вероятно, вызвано подъемом слоев в связи с внедрением Гардоки-Янинского интрузива. Для кремнистых пород, обнажающихся в ядрах антиклиналей, характерны многочисленные более мелкие пликативные дислокации различных морфологических типов: симметричные и асимметричные, прямые, наклонные, опрокинутые, изоклиналильные и коробчатые. Ширина таких складок ко-

леблется от сантиметров до метров, ориентировка осей самая разнообразная, часто не согласующаяся с простираем основной структуры.

Верхний подэтаж в Анойской подзоне отличается более простым характером складчатых структур, чем в нижнем подэтаже. Валанжинские образования, приуроченные в основном к ядрам синклиналей нижнего подэтажа, хотя и залегают без явных признаков углового несогласия, но в целом дислоцированы несколько проще, чем подстилающие их отложения. Углы падения слоев здесь обычно не превышают 40–50°, мелкая складчатость и опрокинутые залегания отмечаются редко.

Горинский синклинорий находится в крайней северо-западной части листа в левобережье Амура в верховьях р.р. Лимури и Пильда. В данном районе синклинорий представлен северо-восточным фрагментом крупной Хурбинской антиклинали шириной более 30 км, осложненной узкими складками и многочисленными разрывами преимущественно северо-восточного направления. Восточная граница синклинория – тектоническая (Бокторский разлом). Синклинорий отвечает Горинской подзоне Баджало-Горинской СФЗ. Подзона сложена породами среднего триаса – верхней юры общей мощностью более 2000 м, которые принадлежат бокторской толще, ульбинской, силинской падалинской свитам кремнисто-терригенной (с олистостромами) формации. В ядре Хурбинской антиклинали выходят породы бокторской толщи в виде узкой (до 2 км) крутопадающей тектонической пластины. В юрских отложениях слои смяты в крутые (60–80°), в основном изоклиналильные складки, с преимущественными падениями крыльев на северо-запад. При общем северо-восточном простираии складки местами образуют дугообразные и S-образные изгибы, а в ряде случаев (верховья р. Лимурчан, истоки р. Верх. Пильда) они как бы огибают крупные интрузивные массивы, как вскрытые, так и находящиеся на небольшой глубине [Кайдалов, 2007]. Среди осложняющих складок на юго-восточном крыле антиклинали определяются три антиклинали и разделяющие их синклинали с размахом крыльев 8–15 км, достаточно четко прослеживаемые в направлении с юго-запада на северо-восток на расстояние не менее 50 км. Эти структуры осложнены складками более высоких порядков, особенно широко проявленными вблизи восточной границы подзоны на территории, прилегающей к Бокторскому разлому. Шарниры складок ундулируют как в северо-восточном, так и в юго-западном направлениях. Осложнения в план складчатости вносят многочисленные крутопадающие разрывные нарушения, простираия которых, в основном, совпадают с простираиями складчатых структур.

Элементами Сихотэ-Алинской СС являются Баджало-Горинская, Западно-, Центрально- и Восточно-Сихотэалинские СФЗ, последовательно сменяющие друг друга в юго-восточном направлении. Они представляют собой крупные тектонические блоки с различным по полноте и возрасту формационным наполнением.

Западно-Сихотэалинский синклинорий отделен от Горинского синклинория Бокторским (Лимурчанским, по В. А. Кайдалову [323]) разломом, от Восточно-Сихотэалинского синклинория – Центральным Сихотэ-Алинским и Киселевским разломами. Синклинорий отвечает Западно-Сихотэалинской СФЗ. В ее составе выделено две подзоны: Приамурская и Чаятынская.

Приамурская подзона выполнена в основном турбидитовой формацией нижнего мела, которая на незначительных участках подстилается кремнисто-терригенной формацией средней–верхней юры. От Чаятынской подзоны на левобережье р. Амур она отделена Утанским надвигом, а от Восточно-Сихотэалинской СФЗ на правобережье р. Амур – Центральным Сихотэ-Алинским левым сдвигом. В региональном плане это одна из наиболее чётко прослеживаемых структур Сихотэ-Алинской складчатой системы, которая непрерывной полосой шириной до 100 км следует на протяжении более 500 км – от района г. Комсомольск-на-Амуре на юго-западе до побережья Охотского моря на северо-востоке, а южнее фрагментарно обнажена среди отложений Среднеамурской впадины. Она представляет собой синформу, крылья которой в основном сложены отложениями берриас-валанжинской комсомольской серии, а мульда – апт-альбской горнопротокской свиты. Между ними существует стратиграфический перерыв, а местами и структурное несогласие [16, 98], но стиль складчатости во всей структуре одинаков. В пределах территории листа наиболее крупные выходы турбидитов находятся на левобережье р. Амур в тектоническом блоке северо-восточного простирания шириной от 10 до 30 км, ограниченном Бокторским и Утанским разломами. Общая мощность отложений составляет не менее 2700 м. О характере отложений, подстилающих образования Приамурской подзоны, можно судить по составу олистолитов, изредка обнаруживаемых в берриас-валанжинских отложениях – они в большинстве представлены крупными глыбами кремнистых пород и известняков, иногда содержащих остатки фауны раннемезозойского и палеозойского возраста [323]. На всём протяжении подзоны в её основании нигде, даже в тектонических клиньях, отложений, составляющих верхние части разреза соседней Горинской подзоны Баджало-Горинская СФЗ, не обнаружено. Взаимоотношения этих двух подзон, очевидно, следует рассматривать только как тектонические.

Внутренняя структура подзоны определяется складчатыми и разрывными дислокациями, формирующими линейно вытянутые в северо-восточном направлении антиклинальные и синклиналильные складки. В ядрах антиклиналей и синклиналей обнажаются соответственно лимурчанская толща и пионерская свита. Одна из антиклиналей, раздвоенная в ядре, прослеживается от среднего течения р. Лимурчан до верховий р. Биринчан. Фрагмент другой антиклинали наблюдается вдоль восточной границы подзоны от низовий р. Лимурчан до долины р. Второй Балахой. Разделяющая их синклиналь протягивается от верховий р. Сидзяпи в бассейн. р. Детуша. Размах крыльев основных складчатых структур составляет 5–8 км. Породы смяты в складки более высоких порядков – крутые, с углами падения 60–70°, но простые, близкие к цилиндрическим, с многочисленными мелкими осложнениями на крыльях. Крупные складки обнаруживают тенденцию к кулисообразному расположению, их шарнирам свойственны частые ундуляции.

Чаятынская подзона Западно-Сихотэалинской СФЗ прослеживается по всему левобережью р. Амур (150 км в пределах территории листа, при ширине от 20 км на юго-западе до 80 км на северо-востоке) и далее до побережья Сахалинского залива. Юго-восточной ее границей с Приамурской подзоной и Восточно-Сихотэалинской СФЗ является Киселевский разлом, к кото-

рому приурочена долина р. Амур и большая часть которого погребена под отложениями Удиль-Кизинской впадины. Подзона сложена породами вулканогенно-кремнисто-терригенной формации нижней юры–нижнего мела и турбидитовой формации альба. К числу дискуссионных вопросов относится тектоническая позиция киселёвской свиты, которая, по мнению некоторых исследователей [Кириллова, 2003], слагает крупные аллохтоны (террейны).

Аргументом в пользу того, что киселевская свита является неотъемлемым членом стратиграфического разреза Чаятынской подзоны, является тот же план и характер деформаций, что и в вышележащих отложениях адаминской свиты и жорминской толщи. Слои пород, слагающих Чаятынскую подзону, в отличие от Приамурской подзоны, в большинстве своем довольно полого (20–40°) наклонены, причём преимущественно в одну сторону, на северо-запад, в то время как наращивание разреза происходит в обратном направлении. Это объясняется, по-видимому, обилием складчатых разрывных нарушений, главным образом тоже пологих, типа надвигов, формирующих систему ступенчатых смещений. При этом наблюдается увеличение углов наклона слоев вблизи зон пологих разрывов, появление мелких (с размахом крыльев в первые метры) крутых, а то и изоклинальных складок и микро-складок волочения (с размахом крыльев в десятки сантиметров). Последние особенно характерны для тонкослоистых кремнистых пород. В общем же плане складчатые дислокации не отличаются большей интенсивностью. Наблюдаемые здесь крупные антиклинальные и синклинали складки близки к пологим коробчатым и брахиформным, потому их осевые линии плохо прослеживаются. Более или менее отчетливо выражена антиклиналь, трассируемая выходами пород адаминской свиты в северо-восточном направлении из бассейна р. Бол. Эльге до верховий р. Жорма. Размах крыльев ее более 10 км [323].

Особое положение в Западно-Сихотэалинской СФЗ занимают грубообломочные морские терригенные отложения: в Приамурской подзоне альбсеноманской мачтовой толщи, со структурным несогласием залегающей на горнопротокской свите [Фрейдин, 1961], в Чаятынской подзоне также альбсеноманской силасинской и сеноманской утицкой свит, залегающих практически в непрерывном разрезе с жорминской толщей. Они, вероятно, принадлежат молассовому прогибу, сформировавшемуся в начальный этап мезозойско-кайнозойской орогенно-магматической активизации территории [323, 289].

Восточно-Сихотэалинский синклинорий, занимает восточную часть Сихотэ-Алинской СС – к востоку от Западно-Сихотэалинского синклинория и к северу и востоку от Центрально-Сихотэалинского антиклинория. Синклинорий соответствует одноименной СФЗ, которая подразделена на три подзоны: Тумнинскую (занимает северную часть СФЗ – к северу и северо-востоку от Центрально-Сихотэалинской СФЗ), Лужкинскую (к востоку и юго-востоку от Центрально-Сихотэалинской СФЗ), Кемскую (в крайней юго-западной части листа). Наибольшую площадь составляет Лужкинская подзона. Она сложена нижнемеловой турбидитовой формацией мощностью более 10 км. В ней сохраняется такой же, как и в Аноийской подзоне Центрально-Сихотэалинской СФЗ, линейный характер складчатости, но опрокинутые и наклонные струк-

туры уступают место прямым с более широкими (10–12 км) крыльями и меньшей (не более 3 км) амплитудой. Шарниры складок, ундулируя, погружаются в северо-восточном направлении. Мелкая осложняющая складчатость проявлена преимущественно в высокопластичных алевропелитовых пачках, а в мощных толщах песчаников часто отсутствует. В приманкинской свите, в среднем течении р. Иггу, широко проявлены будинаж-структуры [375А]. В зоне сочленения Анюйской и Лужкинской подзон, где более широко проявлена разрывная тектоника, на поверхность выведены тектонические отторженцы джаурского вулканогенно-осадочного комплекса. [375А].

Для более четкого понимания тектоники района нами в самую верхнюю часть мезозойского структурного этажа, соответствующую коллизионной геодинамической обстановке, включены высокоглиноземистые гранитоиды раннемелового хунгарийского комплекса, выделенные в виде плутонических ареалов преимущественно в пределах Центрально-Сихотэалинского антиклинория вдоль его тектонической границы с Восточно-Сихотэалинским синклинием.

Разрывные нарушения, связанные с формированием структур Сихотэ-Алинской СС и часто контролируемые размещением изверженных пород, имеют северо-восточное простирание. Большинство из них в Анюйской подзоне представляют собой сложно ветвящиеся системы, согласные с простиранием складчатых структур. Это преимущественно взбросы с северо-западным падением под углами 50–70° и амплитудами перемещения 0,3–1 км. Они часто сопровождаются мощными (до 100 м) зонами дробления, рассланцевания, прожилкового окварцевания и лимонитизации.

Анюйско-Таунгинская система разломов, принятая за границу Анюйской и Лужкинской подзон, морфологически напоминает Центрально-Сихотэ-Алинский разлом и оперяющие его нарушения. Осью этой системы является серия сближенных взбросов, прослеживающихся по азимуту 30–35° из верховьев р. Анюй в бассейн р. Таунга и далее, прорываясь хунгарийскими гранитоидами и меняя своё направление на субмеридиональное, в верховья р. Верх. Удома. Падение взбросов северо-западное под углом 70–75°. Амплитуда смещений непостоянна и достигает в бассейне р. Таунга 2 км. Многочисленные оперяющие разрывы, ориентированные по азимуту 35–45°, прослеживаются на 30 км и более. Они представляют собой чередующиеся крутопадающие взбросы и сбросы, расчленяющие осадочные образования на ряд грабено- и горстообразных структур. В верховьях р. Каргани вдоль системы северо-восточных разрывов на поверхность выведены тектонические клинья – отторженцы кремнистых пород джаурского вулканогенно-осадочного комплекса.

В Лужкинской подзоне преобладают вертикальные сбросы. Одни из крупных кулисообразно сочленяющиеся Бута-Анюйская и Коппи-Аджаламинская системы сбросов с амплитудой перемещений 0,5–1 км выступают в качестве региональных магмо- и рудоконтролирующих структур, обусловивших цепочечное распространение вулканических покровов, интрузивов, даек и рудопроявлений. Рудные тела (Пионерское, Уджакинское, Сакай-Бапинское месторождения) локализуются как непосредственно в зонах северо-восточных

разломов, так и в оперяющих их субмеридиональных разрывах небольшой протяженности.

Позднемезозойский-раннекайнозойский структурный этаж

Данный структурный этаж представлен вулcano-плутоническими поясами в Амурском геоблоке и тектоническими (и структурно-формационными) подразделениями Хоккайдо-Сахалинской СС в Сахалинском геоблоке.

Вулcano-плутонические пояса

Вулcano-тектонические структуры позднемезозойского–кайнозойского структурного этажа сформировались в процессе становления Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса. Они принадлежат двум вулcano-плутоническим поясам (ВПП): Восточно-Буреинскому и Восточно-Сихотэ-Алинскому, отличающимися временем начала и завершения орогенно-активизационных процессов, формационным составом и типом вулcano-тектонических структур. Условная граница между ними проводится по Бокторской зоне разлома.

Восточно-Буреинский ВПП на территории листа наложен на Баджалогоринскую СФЗ Сихотэ-Алинской СС и представлен Эвурским вулcano-плутоническим ареалом (звеном пояса). Вулканоструктуры ареала сложены верхнемеловой андезит-дацитовая формация преимущественно покровной фации. Здесь выделены Ольгокольская и Лимурчанская ВТС. Ольгокольская ВТС представляет собой воронкообразную вулканическую депрессию, ограниченную кольцевой системой разломов, в которой покровные фации имеют крутое (40–60°) центриклинальное залегание, а центр занят конусовидной субвулканической интрузией риолитов. Лимурчанская инъективно-купольная структура площадью около 70 км² расположена в бассейне р. Лимурчан. Ее ядро занято одноименной интрузией кварцевых монцодиоритов. Углы падения покровных фаций на крыльях 15–30°. Структура осложнена небольшими (0,5–10 км²) кальдерами, в центре которых обычно находятся воронкообразные субвулканические тела андезитов [323].

Восточно-Сихотэ-Алинский ВПП в границах листа объединяет Нижнеамурский и Северо-Сихотэалинский вулcano-плутонические ареалы (Нижнеамурское и Северо-Сихотэалинское звенья пояса). Его особенностью является то, что в нем распространены магматические формации трех этапов гомодромного магматизма: позднемелового, позднемелового–палеоценового и палеоценового–эоценового. В Нижнеамурском ареале намечается четвертый, эоцен–олигоценый этап, представленный только вулканическими фациями.

В восточной части района структуры вулканических покровов имеют брахиформный характер. Субгоризонтальное залегание вулканитов иногда хорошо видно на аэрофотоснимках. В местах, где удается измерить элементы залегания пластов, углы падения, как правило, не превышают 20–25°, но чаще всего составляют 10–15°. Общая северо-восточная ориентировка Бута-Анъюнской вулканической постройки, сложенной сенонскими андезитодацитами, предопределена направлением одноименных магмоподводящих разломов. Вулканические постройки кислого состава ориентированы поперек складчатых структур либо представляют собой овальные в плане поля, внут-

ренная структура которых из-за отсутствия слоистых пород не всегда ясна. Некоторые из вулканических построек, ограниченных по периферии крутопадающими сбросами (Усть-Иггинская, Гобиллинская), представляют типичные вулкано-тектонические депрессии. Отмечающиеся в их пределах наклонные залегания пластов обусловлены разными причинами: неровностями палеорельефа в момент извержений, приразломными деформациями, дислокациями, связанными с проседанием покровов по мере истощения магматических очагов, механическим воздействием эруптивных тел.

Разрывные нарушения, связанные с формированием позднемезозойского–раннекайнозойского структурного этажа, имеют преимущественно северо-западное и широтное простирание. Они представляют собой вертикальные сбросы амплитудой до 2 км. Большинство исследователей Северного Сихотэ-Алиня считают поперечные разломы и зоны повышенной трещиноватости отражением в верхних структурных этажах разрывов фундамента. Постинверсионные блоковые дислокации сильно исказили общую линейную картину складчатости, обусловили появление экзотических тектонических очагов, приразломных флексуобразных перегибов и мелкоамплитудных складок, ориентированных вкрест простирания региональных структур.

Северо-западные разрывы сопровождаются интенсивным дроблением и глубокой гидротермальной переработкой пород. Наиболее протяженной является система Мопаских сбросов, прослеживающаяся на 40 км вдоль рек Мопуа и Тауса в бассейн р. Сакай-Бапу. Амплитуда перемещения по ним не превышает 300 м. Эта система разрывов предопределила общую северо-западную ориентировку Мопаской вулканической постройки. В оперяющих ее зонах дробления локализованы оловорудные тела Таусинского и Руднинского месторождений. В северо-западную полосу группируются и рудные участки Мопаского месторождения, хотя сами рудные тела имеют здесь северо-восточную ориентировку.

Субширотные разрывные нарушения отличаются наилучшей дешифрируемостью, но на местности опознаются плохо. Они представляют собой короткие кулисообразно расположенные мелкоамплитудные сбросы и сбросо-сдвиги, сопровождающиеся лишь расланцеванием пород. Тектонические брекчии в зонах этих разрывов отмечаются редко, признаки гидротермальных изменений пород практически отсутствуют. Хорошая дешифрируемость и смещение по ним нарушений других направлений свидетельствуют о их наиболее позднем заложении. Самым протяженным широтным разломом является Гобилли-Мопаский сброс. Он относится к региональной Мики-Судулинской зоне сбросов. Смещения по Гобилли-Мопаскому разлому носят шарнирный характер. На западе, в пределах Анюйской подзоны северное крыло сброса поднято на 1–2 км. Восточнее, в Лужкинской подзоне, знак перемещения крыльев противоположный, а амплитуда не превышает 200–300 м. Вдоль Сангинской системы широтных сбросов и сбросо-сдвигов отмечается смещение разрывов северо-восточного направления. Многочисленные широтные разломы, установленные на водоразделе рек Анюя, Коппи и Иггу, условно группируются в две системы: северную - Уджаки-Иолийскую и южную Яко-Гадинскую. Обе системы представлены многочисленными вертикальными разрывами протяженностью от 3–5 до 20 км. По этим разрывам,

имеющим амплитуду до 1–2 км, на поверхность выведены узкие поперечные тектонические клинья и более крупные размером до 20x20 км блоки, сложенные вулканогенно-кремнистыми образованиями джаурского вулканогенно-осадочного комплекса. Определенной закономерности в знаке смещений северных крыльев сбросов относительно южных не наблюдается.

Кольцевые системы разрывов, контролирующие распространение мелких штоков и трещинных интрузивных тел, наблюдается вокруг Иолийского, Колбинского и др. массивов и окаймляют большинство вулканотектонических структур. К категории типичных сбросов, окаймляющих вулканотектонические депрессии, принадлежит дугообразный разлом, установленный вдоль западной окраины Усть-Иггинской вулканической постройки.

Кроме вышеописанных протяженных разрывных структур в районе известны радиально-концентрические системы мелких трещин, возникшие в связи с внедрением интрузий и экструзий. Заметных смещений по таким разрывам обычно не наблюдается, хотя в них часто локализируются мелкие дайки-апофизы. Разломы этого типа особенно хорошо проявлены вблизи штока субщелочных гранитов в верховьях р. Бюленей, где известно перспективное медно-молибденовое рудопроявление Ночное.

Хоккайдо-Сахалинская СС

Рассматриваемая территория расположена в северо-западном секторе Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану. В западной части региона активно развивается Япономорская окраино-континентальная рифтовая система. Исследуемая площадь частично захватывает ее северо-западную часть – плечо Татарского рифтового бассейна.

Разделение структурных этажей Хоккайдо-Сахалинской СС между собой и внутри на структурные ярусы основывалось на установленных региональных несогласиях, отражающих этапы структурных перестроек и отделяющих разновозрастные латеральные ряды формаций друг от друга. С этих позиций в структуре изученной части острова Сахалин выделены мезозойский – нижнекайнозойский и кайнозойский структурные этажи. Они разделены региональным несогласием, отражающим раннекайнозойскую структурную перестройку региона.

В восточной части площади с этапом структурной перестройки отождествляются широко развитые палеоцен-среднеэоценовые зоны меланжей и термодинамометаморфизма. Здесь за поверхность регионального несогласия принята подошва позднеэоценовых отложений (люкаминская свита), которые дискордантно залегают на образованиях нижнего структурного этажа.

На западе Сахалина структурная перестройка в раннем кайнозое выражена сменой меловых морских формаций палеоцен-эоценовой угленосной моласой (каменная, нижнедуйская и снежинкинская свиты). Следует отметить, что мезозойские и раннекайнозойские отложения в этой зоне, за редким исключением, залегают без видимых угловых несогласий, но в последних отмечаются многочисленные внутриформационные перерывы. Традиционное помещение угленосов в основание кайнозойского седиментационного бассейна Западного Сахалина позволяет соотносить их подошву с поверхностью регионального несогласия и, следовательно, с разделом между нижним и верхним

структурными этажами. Таким образом, с запада на восток Сахалина меняется характер взаимоотношения нижнего и верхнего структурных этажей и отмечается возрастное скольжение границы между ними.

Первый (мезозойско-нижнекайнозойский) структурный этаж разделен на два структурных яруса: среднеюрский-нижнемеловой и меловой-среднеэоценовый.

Нижний (среднеюрский-нижнемеловой) ярус фрагментарно вскрывается в Восточно-Сахалинских горах. Он сложен формациями океанических областей: березовским пироксенит-перидотитовым и гераньским габбро-диоритовым плутоническими комплексами и терригенно-кремнистыми, вулканогенными и карбонатно-вулканогенно-кремнистыми, с горизонтами олистостром, отложениями остринской свиты. Образования плутонических комплексов встречены в виде тектонических блоков и пластин в ивашкинском терригенном и ракетинском серпентинитовом полимиктовых меланжах. Породы остринской свиты обнажаются в отдельных тектонических блоках и надвиговых пластинах разного размера или слагают ядра антиклинальных структур. Антиклинали часто опрокинуты на восток. Широко развит кливаж, реже будинаж и сланцеватость. Контакты с более молодыми образованиями преимущественно тектонические.

Верхний (меловой-среднеэоценовый) ярус вскрывается в Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских горах. В строении яруса наблюдается отчетливая вертикальная и латеральная зональность. В Западно-Сахалинских горах нижнюю часть яруса слагают отложения терригенной туффитовой и кремнисто-алевролит-глинистой формаций окраинноморского бассейна (самохинская, буюклинская и побединская свиты), вверх по разрезу сменяющиеся терригенной турбидитовой и песчано-алевролит- туффитовой формациями окраинного задугового бассейна (тымовская, верблюжегорская, арковская, жонкьерская, быковская и красноярковская свиты). Породы характеризуются интенсивной дислоцированностью – разбиты на блоки разрывами различного простирания, смяты в линейные и брахиформные складки, преимущественно северо-северо-западного простирания. С взбросо-надвигами ассоциируют коробчатые складки.

В Восточно-Сахалинских горах в основании яруса залегают олистостромовая, туфоалевролитовая и алевро-песчаниковая граувакковая формации невулканической островной дуги (хойская свита). Верхняя часть яруса представлена кремнисто-глинистыми, туффитовыми отложениями богатинской свиты и алевро-песчаниковыми березовской. Породы разбиты многочисленными тектоническими нарушениями на блоки различных размеров от первых метров до первых километров. Характерны опрокинутые в восточном направлении изоклинальные складки и кливаж, вдоль тектонических контактов с верхнелангерийским метаморфическим и тектоногенными комплексами наблюдаются зоны смятия и рассланцевания. Реже наблюдается будинаж и образование мульен-структур. К зонам нарушений приурочены тонкие (первые миллиметры) пленки милонитов и мелкие изоклинальные складки.

Западные отроги Восточно-Сахалинских гор слагают мел-палеогеновые метаморфические породы верхнелангерийского комплекса, отделенные от неметаморфизованных толщ яруса зоной рассланцевания и смятия. Характе-

ризируются широким развитием линейных микро- и макроскладок, разлинзованием и будинажем слоев, развитием нескольких систем кливажа и сланцеватости.

Широко распространены, особенно в южной части Восточно-Сахалинских гор, полимиктовые терригенный и серпентинитовый меланжи. Интрузивные породы яруса представлены лангерийским гранодиоритовым комплексом.

К позднемезозойскому-раннекайнозойскому (точнее мезозойско-раннекайнозойскому) структурному этажу относится Восточно-Сахалинское складчато-блоковое поднятие и Западно-Сахалинская моноклираль

Восточно-Сахалинское складчато-блоковое поднятие расположено в восточной части исследованной территории и в структурном плане подразделяется на три структуры II порядка: Вальзинскую пластину смятия и термодинамометаморфизма, Пиленгский линейно-глыбовый блок и Рымникский чешуйчато-глыбовый блок. Восточно-Сахалинское складчато-блоковое поднятие отвечает одноименной СФЗ. Характерной особенностью зоны является совмещение в ее чешуйчато-надвиговых и покровно-складчатых структурах разновозрастных и разноформационных структурно-вещественных комплексов, претерпевших различные структурно-вещественные преобразования. Эти особенности легли в основу выделения двух структурно-формационных подзон, различающихся тектонической позицией и геодинамическим режимом.

Пиленгско-Набильская подзона расположена в западной части СФЗ. В пределах подзоны распространены мел-палеоценовые метаморфиты верхнелангерийского комплекса, слагающие Вальзинскую пластину и юрско-меловые формации слагающие Пиленгский линейно-глыбовый блок.

Вальзинская пластина смятия и термодинамометаморфизма представляет собой линейную структуру северо-западного простирания и генерального северо-восточного падения под углами от 40° до 70° . Структурно представляет выведенную на поверхность зону пластического течения и преобразования исходных пород остринской и хойской свит в филлиты, филлитовидные сланцы, пара- и ортосланцы в зависимости от исходных составов. В разрезе пластины отмечается вертикальная зональность. Сверху вниз: – подзона плоскопараллельной кристаллизационной сланцеватости; – подзона локальной метаморфической полосчатости и микроплойчатости; – подзона метаморфической полосчатости, вторичной сланцеватости и дисгармоничной плойчатости. Границы подзон проходят по надвигам с углами падения $10-30^{\circ}$, редко 40° , наиболее протяженный из которых прослеживается от верховий р. Мулейка до р. Вальза на севере.

Слюдяно-кварцевые сланцы верхнелангерийского комплекса собраны в пакеты фрагментов сильно наклоненных и лежащих изоклиналиных складок, образованных первичной сланцеватостью, с развитой вдоль кливажа осевой плоскости вторичной кристаллизационной сланцеватостью. Вторичная сланцеватость смята, в свою очередь, в пологие открытые складки (с амплитудой от 0,25-0,5 м, редко 1 м и размахом крыльев до 0,5 м) и плойки (от 1-5 см до 0,1 м) различной формы и размеров [48].

С внедрением гранитоидов в палеоцене-эоцене связано формирование плутоно-купольных структур и зон скрытых разломов, трассируемых на поверхности цепочками даек гранит-порфиров и гранодиоритов. Плутоно-

купольные структуры фиксируются по конфигурации границ подзон пластического течения, включающих зоны бластотектонитов. По морфологии эти структуры близки к брахиформным складкам размером: Лангерийская – 20х25 км, Вальзинская – 5х3 км. В пространственном распределении даек гранитоидов наблюдается отчетливая закономерность, выраженная в локализации их в двух сопряженных линейных зонах северо-западного и близмеридионального направлений, согласующихся с общим планом разрывных нарушений.

В гравиметрическом поле Вальзинская пластина отражена пониженными значениями.

Пиленгский линейно-глыбовый блок включает ряд позднеюрских – меловых терригенно-кремнистых и терригенных формаций с горизонтами вулканогенно-кремнисто-известковистых образований и хаотических микститов (остринская и хойская свиты), объединенные процессами сучивания, а также зоны меланжа. Строение блока меняется по площади. Западная часть характеризуется моноклиальным юго-западным падением пород под углами 30-50°. В непосредственной близости к тектоническим нарушениям углы падения возрастают до 70-80°. Структура блока осложнена системой эшелонированных взбросов, с которыми часто связаны зоны интенсивной мелкой складчатости, иногда осложненные сериями мало амплитудных сбросов и взбросов. Выявляются нарушения по широким (до 50 м) зонам интенсивного рассланцевания пород и небольшим зонам дробления. Амплитуды нарушений из-за отсутствия маркирующих горизонтов достоверно не устанавливаются. Колеблются они, судя по объему осадков окобыкайской свиты в теле небольшого грабена, от первых сот метров до 1 км.

В западной части блока у контакта с Вальзинской пластиной наблюдается зона градиентного метаморфизма, располагающаяся на контакте метаморфизованных в зеленосланцевой фации образований верхнелангерийского комплекса и пород хойской свиты. Характерной особенностью для нее является наличие внутри разнонаправленной интенсивной сланцеватости, наложенной на кремнисто-терригенные образования. Восточный контакт нечеткий, смыкается с рассланцованными участками пород вдоль мелких зон меланжа и отдельных тектонических нарушений. Западный проходит по зеленосланцевой изограде метаморфизма, появлению и преобладанию интенсивно перекристаллизованных разностей пород [265].

Для западной части блока характерно развитие ряда фрагментов слабо асимметричных открытых и изоклиальных складок и зон меланжа ивашкинского тектоногенного комплекса. Складки уверенно устанавливаются по фрагментам центри- и периклиальных замыканий горизонтов карбонатно-вулканогенно-кремнистых пород в кровле остринской свиты.

К складкам изоклиального типа относится антиклиналь по р. Пиленга, в районе устьев ручьев Скальный и Перевальный. Ось складки имеет северо-западное простирание, шарнир погружается в северном направлении под углом до 80°. Углы падения пород восточного опрокинутого крыла 50-60°, западного – 75-85°. Осевая плоскость наклонена к востоку под углом около 65-70°. Ширина складки по горизонту вулканогенно-карбонатно-терригенных пород достигает 1,8 км, амплитуда по этому горизонту составляет не менее

1,5 км. Аналогичная по размерам и типу антиклиналь устанавливается в верховьях р. Лесная. Восточное крыло этой складки имеет опрокинутое залегание под углом 65°, западное – также 65° [265].

Рымникская подзона в структурном плане соответствует одноименному Рымникскому чешуйчато-глыбовому блоку, расположенному восточнее зоны Хоккайдо-Сахалинского разлома, включающему ряд позднемеловых кремнисто-глинисто-туффитовых и алевро-песчаниковых формаций, и фрагменты офиолитового (габбро-перидотитового) и эффузивно-кремнистого комплексов среднеюрской-нижнемеловой океанической коры. Строение блока сложное – разрывами меридионального и северо-западного простирания он разделен на ряд пластин и блоков. Среди нарушений преобладают взбросы, взбросо-надвиги и надвиги с восточным падением сместителей под углами 30-60°.

В пределах Восточно-Сахалинской СФЗ значительное распространение получили тектоногенные комплексы: ивашкинский и раkitинский.

Ивашкинский тектоногенный комплекс (mpP_{1-2i}) Разномасштабные зоны полимиктового меланжа комплекса широко распространены в структурах Набильско-Пиленгской подзоны. Структурный план комплекса характеризуется сложным чешуйчато-надвиговым типом дислокаций. Комплекс сложен линзовидно-сланцеватыми и брекчированными алевролитами, аргиллитами, кремнистыми алевролитами, туфоалевролитами, алевропелитами, реже серпентинитовыми и тремолитовыми сланцами, талькитами, тектонизированными линзами и глыбами базальтов, долеритов, яшм, известняков, габброидов, пироксенитов, перидотитов, амфиболитов, ортосланцев. Основной объем занимают микросланцеватые и сланцеватые алевролиты, аргиллиты. В составе линз и глыб преобладают яшмы. Наряду с яшмами, отмечается очень разнообразный состав глыб: базальты (от первых метров до 20x30 м), высоко кремнистые песчаники (до 4x5 м), известняки (до 1x3 м), редко долериты (до 2x4 м) [160].

Линзовидно-сланцеватые и сланцеватые текстуры выражены в ориентировке и уплотнении зерен обломочной фракции и лейст слюдистых минералов, базальты и долериты в большинстве случаев не ассоциируют с яшмами и известняками. Они равномерно распределены по площади выходов комплекса. Представлены двумя структурными типами: афировыми или редкомикропорфировыми спилитизированными базальтами с вариолитовой, лучисто-метельчатой структурой, низкокалиевыми с повышенной полевошпатовой фазой; и обильнокрупнопорфировыми базальтами с интерсертальной и диабазовой структурами, также низкокалиевыми, с низким содержанием окиси магния, высокоглиноземистые. Т.е, несмотря на структурные отличия, они имеют тождественный состав, отвечающий толеитовым базальтам с нормальным, как у абиссальных океанических базальтов, содержанием титана. Вторые, обычно, присутствуют в тесной ассоциации с базальтами с хлорит-гематитовым метастазисом, яшмами, известняками. Это долериты и базальты как афировые, так и плагиофировые, с титан-авгитом. По химическому составу [423] они относятся к низкоглиноземистым, высокотитанистым, высокожелезистым, низкомагнезиальным, субщелочным базальтам.

В образцах алевролитов и кремнистых алевролитов матрикса обнаружены остатки раковин альб – сеноманских радиолярий [423]. Кремни олистолитов содержат остатки радиолярий от триаса до раннего мела [265, 423].

Ракитинский тектоногенный комплекс (mpsP_{1-2r}). Различные по масштабам (шириной от 50 м до 7 км) зоны полимиктового меланжа комплекса локально распространены в структурах Рымникского чешуйчатоглыбового блока. Зоны меланжа представляют собой серии пластин, разделенных тектоническими нарушениями типа надвигов и взбросо-надвигов преимущественно северо-восточного падения, внутри которых зажаты тектонические линзы и блоки пород основного и ультраосновного составов. На всем протяжении они осложнены разломами меридионального и северо-восточного направлений.

Комплекс сложен чешуйчато-листоватым терригенно-туфокремнистым материалом со слоями кремнистых катаклазитов, реже кремнистыми, амфиболовыми и серпентинитовыми сланцами, содержащими линзы и глыбы базальтов, долеритов, яшм, радиоляритов, известняков, габбро, редко мелких обломков и глыб серпентинизированных перидотитов, дунитов, пироксенитов, диоритов, плагиогранитов и фрагменты слоев вулканогенно-кремнистого состава, иногда наряду с вулканогенно-кремнистыми породами, крупные тектонические останцы габбро-диоритового состава гераньского габбро-диоритового комплекса [160].

По остаткам радиолярий кремни имеют позднеюрский – раннемеловой возраст [265].

В магнитном поле зоны меланжа обоих комплексов проявлены слабо интенсивными (25-100 гамм) изометричными и линейными аномалиями. Интенсивность их зависит от насыщенности зон породами основного – ультраосновного состава. На МАКС зоны меланжа дешифрируются по характерному грядово-западинному рельефу на фоне аструктурного массивного рельефа.

Зоны меланжа тектоногенных комплексов осложняют структурные планы меловых образований хойской свиты и позднемеловых – раннепалеоценовых метаморфических образований верхнелангерийского комплекса и, с другой стороны, перекрыты олигоценовыми отложениями пиленгской свиты. На основании этого возраст тектогенеза условно принят позднепалеоценовым – раннеэоценовым.

Зоны полимиктового меланжа ивашкинского тектоногенного комплекса широко распространены в пределах блока. Все они имеют северо-западное простирание и сложную конфигурацию.

На контактах всех блоков наблюдаются зоны серпентинитового меланжа мощностью 10-50 м, разбитые многочисленными мелкими разрывами и трещинами с зеркалами скольжения. Мощность зон серпентинитового меланжа с пластинами серпентинизированных дунитов достигает 150-200 м [158, 175]. В истоках р. Герань перидотиты и мелкозернистые габбро-диориты контактируют по расслоенной тектонической зоне восточного падения (55°) мощностью 150 м.

Западно-Сахалинская моноклинали занимает западную часть острова и ограничивается Западно-Сахалинским разломом (с запада) и Центрально-

Сахалинским взбросо-сдвигом (с востока). К мезозойско-нижнекайнозойскому структурному этажу относится восточная часть моноклинали, сложенная морскими осадочными образованиями верхнемелового возраста. Структура имеет субмеридиональное простирание, с генеральным падением слоев на запад и осложнена многочисленными дизъюнктивными и сопряженными с ними пликативными деформациями позднекайнозойского возраста. Западно-Сахалинская моноклинали является наиболее неоднозначно трактуемой структурой. Различными авторами предлагались следующие варианты определений: горст-антиклиналь, синклиний, антиклиний, прогиб, террейн, аллохтонная пластина. [36, 35, 81, 160]. Авторы придерживаются названия, предложенного Е.Н. Меланхолиной [158, 156, 160, 199], как наиболее точно отражающее особенности строения данной структуры. Меловые и кайнозойские отложения залегают преимущественно без значимых угловых несогласий. В центральной части моноклинали регистрируются серии складок северо-северо-западного простирания, с углами падения крыльев редко превышающими 30-40°. Морфология складок различна – от симметричных до асимметричных и коробчатых. По мере приближения к зонам главных разломов слои приобретают более крутые углы падения (до вертикальных), иногда наблюдаются опрокинутые и лежащие микроскладки, часто простирание слоев приближается к меридиональному [153, 154].

Западно-Сахалинская моноклинали отвечает одноименной СФЗ, в которой выделены две подзоны – Побединская и Найбинская (южная часть моноклинали). В пределах зоны распространены меловые терригенная туффитовая и кремнисто-алевролит-глинистая формации и терригенно-турбидитовая и песчано-алевролит-туффитовая формации, формирующие комплекс мелового окраинноморского бассейна (задугового прогиба) общей мощностью более 12 км. Стратиграфический диапазон отложений и их мощность сильно варьируют в разных подзонах. В Побединской подзоне регистрируется весь спектр меловых СВК, представленных в зоне и соответственно максимальная мощность. В Найбинской подзоне известны позднемеловые отложения задугового бассейна турон-маастрихтского возраста, мощность которых не превышает 4 км.

В аномальном магнитном поле моноклинали характеризуется знакопеременными слабо контрастными аномалиями интенсивностью от -50 до 100 нТл. В гравитационном поле характеризуется положительными аномалиями интенсивностью до 20-24 мГал (в редукции Буге, плотность промежуточного слоя 2.67 г/см³).

Кайнозойский структурный этаж

Кайнозойский структурный этаж в Амурском геоблоке представлен фрагментами Восточно-Азиатского рифтового пояса, а в Сахалинском геоблоке, в пределах Хоккайдо-Сахалинской СС, - наложенными терригенными прогибами и западной частью Западно-Сахалинской моноклинали, а в акватории – прогибами и антиклиналями в чехле, а также выступами фундамента.

Фрагменты Восточно-Азиатского рифтового пояса

К рифтогенным структурам района (фрагментам Восточно-Азиатского рифтового пояса) принадлежат Удыль-Орельская группа кайнозойских впадин и базальтовые покровы неогенового, неоген-четвертичного и четвертичного возрастов [ГК-2500,1999]. Некоторые исследователи (372А) относят к рифтовому поясу и более ранние (эоценовые) вулканогенные образования – базальты, андезибазальты с подчиненным количеством андезитов и дацитов кузнецовской свиты.

Удыль-Орельская группа кайнозойских впадин Крупной рифтогенной структурой Нижнего Амура является Удыль-Кизинская впадина. Она заходит на территорию листа своей южной частью, занимая лево-, частично правобережье р. Амур. Она представляет собой грабенообразное погружение фундамента, выполненное миоценовой угленосной верхней молассой небольшой мощности. Погружения перекрыто плиоцен–четвертичными преимущественно аллювиальными отложениями мощностью до 150 м, по внешним границам площади распространения которых и определяются контуры впадины.

Другой впадиной района является Бичинская. Она более чем на 40 км при максимальной ширине 3 км протягивается по долинам притоков рек Пильда и Лимурчан в субмеридиональном направлении и представляет собой асимметричный грабен. Осадочное выполнение, представленное плиоцен–четвертичными отложениями, изучено на глубину лишь 40 м [323].

Покровы миоценовых и плиоцен–четвертичных базальтов занимают обширные площади по побережью Татарского пролива и сохранились от эрозии на многочисленных локальных участках по всей западной части территории листа. Возможно, они являются фрагментами некогда обширных базальтовых плато, разрушенных в процессе формирования современного рельефа. Они залегают субгоризонтально или с небольшим уклоном в сторону впадин и долин рек. Формирование их шло синхронно с осадконакоплением во впадинах, в угленосной молассе которых встречаются потоки базальтов.

Хоккайдо-Сахалинская СС

Кайнозойский структурный этаж с базальными конгломератами и несогласием стратиграфическим (Западный Сахалин) и угловым (Восточный Сахалин) залегают на нижележащих образованиях. Разделен раннемиоценовым региональным несогласием на палеоген-нижнемиоценовый и нижнемиоценовый-четвертичный структурные ярусы. Породы этажа распространены в Центрально-Сахалинском прогибе (Тынь-Поронайской депрессии), на Северо-Сахалинской возвышенности, в западных части Западно-Сахалинских гор и локальных впадинах сопряженных с Восточно-Сахалинскими горами.

Нижний (палеоген-нижнемиоценовый) ярус формировался после завершения позднемиоценового-среднеэоценового коллизийного этапа развития, что определило положение в его основании угленосной молассы (каменская, нижнедуйская, снежинкинская и люкаминская), вверх по разрезу сменяющейся терригенными отложениями междугового бассейна (постколлизийного рифтогенного бассейна) и вулканогенными образованиями вулканической островной дуги. Отложения междугового бассейна представлены по-

лимиктовой песчано-глинистой, кремнисто-глинисто-туффитовой, кремнисто-глинистой турбидитной формациями, выделенными в составе краснополевской, такарадайской, геннойшинской, пиленгской, холмской, даехуриинской, уйнинской и борской свит.

Андезит-базальтовая, трахиандезитбазальтовая формация и туфогенный флиш вулканической дуги представлены образованиями аракайской, гастелловской, хойнджинской, чеховской свит, оленереченской и ягодной толщ, и субвулканическими интрузиями оленеречинского, хойнджинского, чеховского и ягодного вулканических комплексов.

Образования яруса смяты в линейные и брахиформные пологие складки с падением пород на крыльях до 20-25°, вблизи крупных разрывов углы падения увеличиваются до 40-70°, локально до субвертикального залегания слоев.

Верхний (нижнемиоценовый - четвертичный) ярус формировался после смены тектонического режима в раннем миоцене, приведшей к перестройке седиментационных бассейнов, в результате которой сформировался ансамбль субмеридиональных присдвиговых поднятий и полуизолированных прогибов, осложненных складками с северо-западным простиранием осевых поверхностей и разрывами того же направления. Такое строение позволяет определить позднекайнозойскую тектоническую структуру Хоккайдо-Сахалинской системы как правосдвиговую зону межблоковой коллизии. Коллизионный комплекс сложен песчано-глинистой (сертунайская, окобыкайская, александровская, уранайская, маруямская и нутовская свиты), кремнисто-глинистой и опоковой (хузинская и курасийская свита) формациями присдвиговых прогибов, впадин и депрессий. Интрузивные образования яруса представлены усковским дацит-долеритовым и лесогорским сиенитовым комплексами гипабиссальных малых интрузий.

В западной части острова – на п-ве Ламанон с раскрытием рифта Татарского пролива связано формирование континентально-рифтовой формации андезит-базальтов и их туфов, выделенной в составе орловского базальтового вулканического комплекса.

Отложения яруса слабо дислоцированы, смяты в пологие складки, и только в узких локальных зонах вблизи разрывных нарушений углы падения достигают 45-60° локально до 90°.

На западе Сахалина раннекайнозойскому этапу структурной перестройки соответствуют палеоцен-среднеэоценовые субконтинентальные угленосные отложения (каменная, нижнедуйская и снежинкинская свиты). Следует отметить, что мезозойские и раннекайнозойские отложения в этой зоне, за редким исключением, залегают без видимых угловых несогласий, но в последних отмечаются многочисленные внутрiformационные перерывы. Традиционное помещение угленосных свит в основание кайнозойского седиментационного бассейна Западного Сахалина позволяет соотносить их подошву с поверхностью регионального несогласия и, следовательно, с разделом между нижним и верхним структурными этажами.

Структурами I порядка для верхнего этажа являются Северо-Сахалинский, Центрально-Сахалинский (Тынь-Поронайский), Луньский, Пограничный и Северо-Татарский прогибы и поднятия различной природы и разного времени заложения.

В верхнем структурном этаже выделены структурно-формационные зоны: Охинско-Дагинская, Александровская, Углегорско-Холмская, Макаровская, Тымь-Поронайская и Луньско-Пограничная, отражающие латеральную тектоническую зональность, обусловленную особенностями кайнозойского этапа развития региона.

Структурные подразделения кайнозойского структурного этажа

Северо-Сахалинский прогиб в структурном плане, по-видимому, представляет собой сдвиго-раздвиговую структуру. Нижний ярус представлен отложениями полимиктовой песчано-глинистой и кремнисто-глинистой турбидитной формаций междуугового (рифтогенного) окраинного бассейна, общей мощностью не превышающей 1,5 км. Верхний ярус включает отложения угленосной параллической и песчано-глинистой формаций, мощность которых достигает 5-6 км. Значительные мощности этой части разреза объясняются высоким объемом твердого стока Палеоамура, дельта которого находилась непосредственно в пределах прогиба. Отложения верхнего яруса являются главным продуктивным комплексом на нефть и газ. Структура прогиба осложнена субмеридиональными и субширотными тектоническими нарушениями и крупными пологими структурами северо-северо-западного и субмеридионального простираний, иногда осложненных более мелкими складками. В приразломных зонах отмечаются сундучные складки. Северо-Сахалинский прогиб соответствует одноименной структурно-фациальной зоне.

В Южно-Сахалинской структурно-фациальной зоне расположенной к югу от Северо-Сахалинской СФЗ в структуре верхнего этажа выделяются: Центрально-Сахалинский, Северо-Татарский, Луньский и Пограничный прогибы, Западно-Сахалинская моноклираль.

Центрально-Сахалинский (Тымь-Поронайский) прогиб расположен в центральной части острова и представляет собой сдвиго-раздвиговую структуру. В северной части имеет форму линейного грабена субмеридионального простирания, раскрывающийся в южном направлении. На западе граничит с Западно-Сахалинской моноклиралью по зоне Центрально-Сахалинского правостороннего взбросо-сдвига, с востока от Восточно-Сахалинского складчатоблокового поднятия ограничен Невским разломом неустановленной морфологии. Латеральная зональность кайнозойских отложений обусловила выделение в пределах прогиба двух структурно-фациальных подзон: Тымь-Поронайской и Макаровской.

В северной – *Тымь-Поронайской подзоне* формирование нижнего структурного яруса происходило в обстановке склона вулканической островной дуги, где накапливались отложения туфогенного флиша (гастеловская свита), в олигоцене сменившейся относительно глубоководной обстановкой междуугового бассейна (холмская свита). Образования верхнего структурного яруса перекрывают нижний с размывом. В основании верхнего яруса залегает угленосная верхнедуйская свита, сменившаяся вверх по разрезу морскими отложениями песчано-глинистой формации (окобыкайская и нутовская свиты). В конце раннего – среднем миоцене в пределах подзоны локально проявлен магматизм усковского дацит-долеритового комплекса малых интрузий.

Для южной – *Макаровской подзоны* характерно более сложное строение. В структуре мезозойского основания здесь четко выделяются по гравитацион-

ным положительным аномалиям (интенсивностью до 4-12 мГал), резко выделяющихся на фоне преимущественно отрицательного поля прогиба (интенсивность до -20-28 мГал), и подтвержденные бурением, два линейных поднятия северо-западного простирания: Буюклинское и Поронайское, прослеживающиеся в акваторию залива Терпения. В сводах этих поднятий мощность отложений кайнозойского этажа менее 1 км (скважины Буюклинская 5-С, Буюклинская 7-С), причем нижний ярус полностью редуцирован.

Поднятия разделены узкими грабенообразными структурами, осадочное выполнение которых начинается с палеоценового возраста и продолжается на протяжении всего кайнозоя. Скважинами Поронайская и Поронайская-ЗСП вскрыты угленосная молассовая формация краевого прогиба и песчано-глинистая междугового бассейна палеоцен-эоценового возраста. Выше осадочная толща надстраивается туфогенным флишем (гастеловская свита). В олигоцен-раннемиоценовое время в восточном сегменте прогиба в обстановке вулканической дуги формировались образования трахиандезибазальтового оленереченского вулканического комплекса. В западной части подзоны в обстановке относительно глубокого моря накапливались отложения кремнисто-терригенной формации (холмская свита). В раннем миоцене вулканическая активность регистрируется в западном сегменте прогиба, где вдоль зоны Центрально-Сахалинского разлома регистрируется цепочка субвулканических диорит-порфириновых и диоритовых интрузий и комагматичные им туфы и лавы базальтового и андезибазальтового составов чеховского вулканического комплекса, относящихся к серии известково-щелочных лав островодужного типа [160]. Отложения верхнего структурного яруса Макаровской подзоны отличаются от одновозрастных образований Тымь-Поронайской подзоны более глубоководной обстановкой осадконакопления. В среднем миоцене здесь накапливалась опоковая и кремнисто-глинистая формация (курасийская свита). Мощность отложений кайнозойского этажа превышает 3 км. Структурный план сочетает в себе пликативные структуры нижнего структурного яруса для которого характерны складки облекания выступов мезозойского фундамента и сквозная складчатость, наиболее проявленная в зоне Центрально-Сахалинского разлома. Для последней характерны линейные реже брахиморфные пологие складки северо-западного простирания.

Западно-Сахалинская моноклинали. Центрально-Сахалинский прогиб по зоне Центрально-Сахалинского разлома граничит с Западно-Сахалинской моноклиналию, в которой кайнозойский структурный этаж надстраивает мезозойский без видимых структурных несогласий и соответственно имеет идентичный структурный план, описанный выше, за исключением присутствия во флишоидной части разреза сложных складок, образовавшихся при оползнях. В пределах моноклинали выделяется две структурно-фациальных подзоны: Александровская и Углегорско-Холмская. Эти подзоны различаются: мощностью и фациальной принадлежностью отложений. В целом, для Александровской подзоны в кайнозое характерны более мелководные условия накопления осадков, а для нижней секции нижнего яруса – субконтинентальные. В Углегорско-Холмской подзоне регистрируются более глубоководные отложения, а для нижнего структурного яруса и максимальные мощности (в пределах Западно-Сахалинской моноклинали), превышающие 4 км.

Для обеих подзон характерно несколько этапов магматической активизации, но они различаются составом магмы и временным диапазоном проявления (в северном направлении отмечается омолаживание).

В *Александровской подзоне* в основании нижнего структурного яруса залегают отложения туфо-терригенной формации (бошняковская свита), сформировавшейся на склоне поднятия вулканической дуги и угленосной молассы (нижнедуйская и каменские свиты). Для молассы характерен значительный объем конгломератов, литокласты которых представлены разноцветными яшмами, кварцитами, измененными эффузивами. Источником кластического материала являлось невулканическое поднятие, расположенное западнее подзоны. В позднем эоцене – раннем олигоцене в этой зоне накапливались отложения алевролит-глинистой формации (геннойшинская свита), сменившиеся в позднем олигоцене-раннем миоцене обстановкой островной дуги (хойнджинская свита). В основании верхнего яруса залегает угленосная параличская формация (верхнедуйская свита), а венчает разрез песчано-глинистая формация (александровская свита). В конце раннего – начале среднего миоцена в подзоне проявился следующий этап магматической активизации, проявившийся внедрением даек, силлов и штоков сиенит – эссекситового состава лесогорского комплекса гипабиссальных интрузий. Следует отметить пространственное тяготение этих интрузий к западной части подзоны - зоне влияния Западно-Сахалинского разлома.

В *Углегорско-Холмской подзоне* в основании верхнего структурного этажа залегают палеоцен-эоценовые отложения угленосной молассы (снежинкинская свита), перекрытые песчано-глинистой формацией междугового бассейна (краснопольевская и такарадайская свиты), в позднем эоцене – олигоцене сменяющиеся формациями андези-базальтовой и туфогенного флиша (аракайская свита) и кремнисто-глинистой междугового бассейна (холмская свита). Вулканы аракайской свиты на дискриминантной диаграмме попадают в поле известково-щелочных базальтов островных дуг [160]. Завершается палеоген-раннемиоценовый этап развития проявлением андезибазальтового вулканизма чеховского вулканического комплекса. Состав базальтов чеховского комплекса Углегорско-Холмской подзоны несколько отличается от Макаровской. По дискриминантным соотношениям элементов они изменяются от известково-щелочных базальтов островных дуг до островодужных толеитов [160]. Локализация субвулканических интрузий этого комплекса, пространственно связана с зоной Западно-Сахалинского разлома. Формирование верхнемиоцен-четвертичного яруса происходило в обстановке подобной, существовавшей в Макаровской подзоне, о чем свидетельствуют идентичные ряды формаций, слагающие ярус.

Луньский и Пограничный прогибы в структурном плане, а также по комплексу слагающих их формаций представляют собой собой сдвиго-раздвиговые структуры, о чем свидетельствует клиновидная форма, раскрывающаяся в северо-восточном направлении. Отложения кайнозойского структурного этажа с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают на образованиях мезозойского этажа. Основание нижнего яруса сложено эоценовой угленосной молассой (люкаминская свита), сменившейся вверх по разрезу опоковой и кремнисто-глинистой формациями окраинного междуго-

вого бассейна (пиленгская и борская свиты). Верхний ярус представлен отложениями песчано-глинистой формации (уранайская и хузинская свиты).

Луньский прогиб расположен в северной части зоны. С востока ограничен зоной Хоккайдо-Сахалинского разлома. В структурном плане представляет собой моноклинал восточного падения, осложненную разрывами и небольшим количеством мелких линейных и брахиформных складок с амплитудой не более 0,2 км [301]. Мощность кайнозойских отложений 3-3,5 км.

Пограничный прогиб, расположен в южной части зоны. Восточный борт прогиба контролируется Прибрежным взбросо-сдвигом. Структура прогиба характеризуется широким развитием пликативных дислокаций. Преобладающими структурами являются симметричные, реже асимметричные, прямые, иногда наклонные складки. Преобладающие углы наклона крыльев составляют 10-25° и только в зонах нарушений они достигают до 80° с частичным опрокидыванием осевых плоскостей на восток. Структура прогиба в значительной степени осложнена тектоническими уступами по зонам диагональных нарушений северо-восточного простирания [265]. Мощность отложений кайнозойского этажа до 5 км.

На крыльях складок и в тектонических зонах отмечены многочисленные нефте- и газопроявления. Прогибы соответствуют Луньско-Пограничной структурно-фациальной подзоне.

Северо-Татарский прогиб расположен в акватории Татарского пролива, в пределах о-ва Сахалин занимает лишь площадь полуострова Ламанон. Является частью Татарского рифтогенного прогиба. Рифтовая природа этой структуры подтверждается аналитическими данными составов пород орловского вулканического комплекса, венчающего разрез верхнего структурного яруса. Большая часть фигуративных точек базальтов Ламанонского горного узла на факторной диаграмме располагается в полях перекрытия базальтов траппов и континентальных рифтов [144, 171]. Формационная принадлежность отложений, перекрытых орловской свитой и слагающих кайнозойский этаж аналогична Углегорско-Холмской подзоне. Структурный план также подобен. Образование орловской свиты, смяты в пологие брахиморфные складки с северо-северо-западным и субмеридиональным простиранием осевых поверхностей, в зонах тектонических нарушений углы наклона крыльев увеличиваются и иногда достигают 60-70°.

Разрывные нарушения

Разрывные нарушения Хоккайдо-Сахалинской СС на всех структурных уровнях играют определяющую роль в формировании их структурного плана. К типу региональных относятся разрывы, проявленные на всех структурных уровнях и являющиеся выражением зон долгоживущих глубинных разломов.

В ранге региональных выделяется группа разломов, контролирующих структурные элементы 1, 2 и 3-го порядков. Все они имеют разную глубину и время заложения, различаются кинематикой и ориентировкой в пространстве. Большинство главных разломов подновлено на кайнозойском этапе развития и подчеркивает его структурный план.

Западно-Сахалинский разлом неустановленной морфологии протягивается вдоль западного побережья острова на расстояние более 600 км и проявляет-

ся в виде системы взаимосвязанных сбросов и взбросов, сопровождающихся нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания и системами сопряженных линейных антиклиналей и синклиналей. Ширина зоны приразломных дислокаций составляет до 20 км. Сейсмическая активность Западно-Сахалинского разлома достаточно высока. В его зоне наблюдалось несколько землетрясений с $M > 5.9$. На полуострове Ламанон в зоне разлома широко развиты субвулканические интрузии раннемиоценового возраста и плиоценовые экструзии.

Центрально-Сахалинский взбросо-сдвиг правый разграничивает Западно-Сахалинскую моноклираль и Центрально-Сахалинский прогиб. Характеризуется сумеридиональным простиранием с восточным падением плоскости сместителя. По этому разлому меловые отложения Западно-Сахалинской моноклинали взброшены на кайнозойские толщи Центрально-Сахалинского прогиба. Последние в зоне разлома интенсивно перемяты, отмечаются зеркала скольжения, мелкие разрывы и складки. С зоной разлома связаны проявления раннемиоценового магматизма и деятельность Пугачевской группы грязевых вулканов. Известны многочисленные достоверные признаки активности разлома в квартере. В левом борту долины р. Орловка (р-н пос. Смирных) обнаружен голоценовый надвиг с амплитудой смещения 4,6 м, сформировавшийся в результате однократной подвижки, случившейся по данным радиоуглеродного определения 3,5 тыс. лет назад. К северу от г. Макаров изучался Восточно-Макаровский разлом, принадлежащий системе Центрально-Сахалинского разлома. Он хорошо выражен в рельефе в виде уступа высотой 1-5 м, с поднятым восточным крылом. А по смещению долин ручьев видны признаки правого сдвига с амплитудой перемещения 3-5 м [199, 433, 336].

Хоккайдо-Сахалинский сдвиг правый – является одним из наиболее крупных тектонических элементов Сахалина. Однозначно выделяется всеми исследователями, но с различными определениями амплитуды и морфологии разрыва (сдвиг, взброс со сдвиговой составляющей). Включает несколько сближенных прямолинейных структур с множеством сопряженных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. Зона разлома составляет от 1 до 5 км. При сдвиговых деформациях вдоль него образуются разнообразные по форме участки грабенов и линейных депрессий и участки сжатия с развитием систем надвигов (междуречье Пиленга – Люкама). Примером такого грабена является Первомайская сдвиговая зона, выполненная олигоценным оленереченским андезитовым комплексом и миоцен-плиоценовыми отложениями нутовской свиты. Все субмеридиональные структуры сопровождаются разномасштабными зонами дробления боковых пород. Мощность зон достигает 300 м. Движении блоков вдоль этого разлома продолжают и в настоящее время, о чем свидетельствуют геоморфологические признаки, такие как тектонические уступы и смещения долин рек.

Центрально-Сахалинский взбросо-надвиг прослеживается в пределах Восточно-Сахалинского складчато-блокового поднятия, где контролирует размещение и направление зоны термодинамометаморфизма. Имеет северо-западное простирание, северо-восточное падение под углами от 40 до 70°. Проявлен на поверхности широкой зоной стресс-метаморфизма. Время зало-

жения его определяется возрастом верхнелангерийского мел-палеогенового комплекса метаморфического.

Срединно-Сахалинский взбросо-надвиг контролирует размещение и направление в зоны термодинамометаморфизма. Имеет северо-западное простираие, северо-восточное падение под углами от 40 до 70°. Проявлен на поверхности широкой зоной стресс-метаморфизма. Время заложения его определяется возрастом верхнелангерийского мел-палеогенового комплекса метаморфического.

Прибрежный взбросо-сдвиг правый имеет субмеридиональное простираие и включают несколько сближенных прямолинейных структур, сопровождающихся более мелкими разрывами северо-западного и северо-восточного простираий.

Дывыкский надвиг осложняет структурный план Северо-Сахалинского прогиба. Также характеризуется субмеридиональным простираием и западным падением.

Александровский сброс – осложняет строение Западно-Сахалинской моноклинали. В северной части характеризуется субмеридиональным простираием, в южном направлении отклоняется в восточных румбах. Падение восточное, контролирует цепочку грабен-синклиналей, в которых локализованы угольные месторождения и проявления.

Кроме того, выделяется ряд тектонических нарушений неустановленной морфологии, среди которых можно выделить группу субмеридиональных: Западно-Энгизпальский, Пограничный, Широкопадский, Лесогорский, Лангерийский и Невский. Для южного сегмента Северо-Сахалинского прогиба характерны нарушения северо-восточного простираия: Тымский и Луньский, причем последний является южным ограничением прогиба.

Время заложения разломов не позднее раннего кайнозоя определено на основании того, что в сформированных ими структурах (прогибах и сдвиговых зонах) наиболее древними являются палеоцен-эоценовые отложения. Но не исключено, что они имеют более длительную историю развития и унаследованы с мезозойского этапа, как Срединно-Сахалинский взбросо-надвиг. Максимальные деформации проявились в среднем миоцене – квартере. История развития исследуемой территории, характеризующаяся сменой геодинамических режимов и векторов напряжений определили и сложное развитие морфологии разломов. В частности значительная доля надвигов в зоне Хоккайдо-Сахалинского разлома в настоящее время характеризуется относительно крутыми 60-80° углами падения и в современном плане диагностируются как взбросы. Это видимо объясняется изменением структурного плана при горизонтальных перемещениях вдоль этого разлома.

Самыми поздними дизъюнктивными нарушениями являются субширотные, северо-восточного и северо-западного направления второстепенные нарушения. В большинстве своем они несут сдвиговые деформации, осложняют продольные структуры ступенчатыми горстами и грабенами. Время заложения их, по-видимому, позднеэоценовое. Следует заметить, что часть из них могут быть сопряженными с меридиональными структурами в период подновления последних.

На МАКС нарушения хорошо дешифрируются по интенсивной расштриховке склонов, тектоническим уступам и изменениям геометрии водоразделов и водотоков.

Акватория

Сахалин и прилегающие шельфы принадлежат переходной области между Евразийским континентом и Тихим океаном (транзитали по Л.И.Красному, 1977) [87]. Граница этой области со стороны материка сопряжена с Восточно-Азиатским вулканическим поясом, со стороны океана – с Курило-Камчатским глубоководным желобом, связанным с субдукцией океанической литосферы под островные дуги.

Акватории (Татарский пролив, Охотоморский шельф Северного Сахалина, залив Терпения), листа М-54, располагаются в тыловой части транзитали и тектонически тяготеют к Хоккайдо-Сахалинской аккреционно-коллизонной системе и к окраине материка, обрамленного позднемиоценовым-раннекайнозойским Восточно-Сихотэ-Алинским вулканоплутоническим поясом.

В пределах Хоккайдо-Сахалинской СС отчетливо проявились ларамийская (рубеж мела и палеогена) и позднеальпийская (сахалинская, плиоцен) орогения, в меньшей степени алеутская фаза тектогенеза (рубеж раннего и среднего миоцена). Уже в раннем палеогене отчетливо проявляется северо-западное эшелонирование горст-антиклинорных поднятий: Камуикотан-Крильонского, Сусунайского, Восточно-Сахалинского и Шмидтовского. Эти поднятия явились основными источниками сноса в прилегающие с запада и востока прогибы. В плиоцене-квартере, когда завершилось формирование складчатого орогена и его срединные части были рассечены грабенами, определились основные черты структуры Западно-Сахалинского, Южно-Сахалинского, Северо-Сахалинского и Пограничного бассейнов.

Наиболее крупными структурными элементами (1 порядок) в структурно-формационных зонах являются бассейны. К элементам второго порядка отнесены суббассейны, крупные поднятия, продолжающиеся в акваторию вулканотектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и антиклинорных сооружений Сахалина. Третий порядок – это внутривосходные прогибы, разделяющие их поднятия и антиклинальные зоны, а также внутривосходные моноклинали. К четвертому порядку отнесены локальные антиклинальные складки.

В акваториальных частях листа М-54 по сейсмическим данным выделяется 2 структурных этажа: акустический фундамент и осадочный чехол.

Акустический фундамент гетерогенен. В основном, фундамент сложен образованиями позднемезозойского-раннекайнозойского и, отчасти, кайнозойского структурных этажей. На присахалинских акваториях он сложен практически всеми породами, слагающими антиклинорные поднятия Сахалина перекрываемые на акваториях осадочным чехлом, на приматериковом шельфе – породами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

На шельфе Сахалина состав фундамента изменяется от метаморфических и интенсивно дислоцированных образований мезозоя, слагающих, вероятно, значительные участки срединных поднятий (Найбинское, Мануйское,

Невское) в заливе Терпения, юры-верхнемеловых вулканогенно-кремнистых сложно дислоцированных образований в Охотском море до сравнительно слабо измененных отложений верхнего мела, на подавляющей части Татарского пролива, на западе залива Терпения, на юге Пограничного бассейна в Охотском море.

На присахалинских акваториях в пределах листа М-54 фундамента обнажается лишь фрагментарно: на севере Татарского пролива и на юге Охотского моря (юг Пограничного бассейна и мелководье у м.Ратманова). Морскими скважинами фундамент не вскрыт.

На материковом мелководье фундамент слагает дно моря в виде узкой (до 10-15 км) полосы, протягиваясь в пределах листа М-54 на расстоянии около 500 км. Здесь он представлен образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Разрез пояса начинается с позднесенонской андезитовой формации мощностью до 1500-2000 м [28, 169, 185, 197]. Для позднего мела-палеогена характерна мощная (до 2500 м) риолитовая формация. На краю материка в конце эоцена после накопления в некоторых районах туфогенно-осадочных угленосных толщ и формирования монтмориллонитовой коры выветривания изливались громадные массы базальтовой магмы. На современном побережье и прилегающей акватории Татарского пролива была образована полоса эффузивов. Подошва базальтоидов, мощность которых достигает 1000 м, постепенно погружается на восток с гипсометрических отметок 500-1000 м под воды Татарского пролива. В миоцене, плиоцене и квартере многократные излияния базальтовых лав из щитовых вулканов создали вулканические покровы. Нижнемиоценовые покровы (кизинская свита) мощностью до 400 м распространялись далеко в современную акваторию Татарского пролива, достигнув на северо-востоке побережья Сахалина. Верхнемиоцен-четвертичные базальтовые покровы мощностью до 200 м образуют плато, также погружающиеся в акваторию Татарского пролива.

Восточная периферия Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса скрыта под кайнозойским осадочным чехлом и по геофизическим данным распространяется в Татарском проливе на расстоянии 30-50 км от береговой линии.

Осадочный чехол акваториальной части листа М-54 полностью относится к кайнозойскому структурному этажу. Чехол представлен кайнозойскими отложениями областей прогибания, обрамляющих Хоккайдо-Сахалинскую складчатую систему. К западу от Хоккайдо-Сахалинской СС – Татарский рифтогенный прогиб, к востоку и югу – шельф Охотского моря. Им соответствуют бассейны Западно-Сахалинский, Южно-Сахалинский и Северо-Сахалинский, которые параллелизуются с одноименными СФЗ.

Западно-Сахалинская СФЗ охватывает помимо акватории и западную часть Сахалина. На востоке Западно-Сахалинский бассейн ограничен выходом палеогеновых отложений в западных предгорьях Западно-Сахалинских гор, на западе - выклиниванием кайнозойских осадочных толщ на материковом мелководье.

Западно-Сахалинский бассейн представляет собой резко ассиметричную депрессию с крутым дислоцированным восточным присахалинским бортом и пологим практически недеформированном западным (приматериковым).

Главные депоцентры осадконакопления располагаются в сахалинской и присахалинской частях бассейна, а его приматериковый борт – это регион последовательного уменьшения мощности и подошвенного выклинивания кайнозойского осадочного чехла. Основные кайнозойские дислокации приурочены к наземной части прогиба. На прилегающем сахалинском мелководье они отделены крупной зоной Западно-Сахалинского разлома, состоящего из серии правосторонних взбросо-сдвигов. Возраст разрыва, скорее всего плиоцен-четвертичный, но положение молодого разрыва наследует, вероятно, более древние тектонические перемещения. В Западно-Сахалинской СФЗ фундамент на востоке акватории представлен в разной степени дислоцированными меловыми (в основном, вероятно, верхнемеловыми) толщами, на западе – вероятно, мел-палеогеновыми существенно магматическими образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского пояса. Осадочный кайнозойский чехол в большинстве прогибов акватории достигает мощности 6-8 км. На юге, в Тернейском прогибе, где фундамент погружен за пределы сейсмической записи, мощность чехла превышает 8 км.

Осадочный чехол Западно-Сахалинского бассейна можно разделить на 3 структурных яруса: палеоген-раннемиоценовый (до 5 км), средне-верхнемиоценовый (до 4-5 км) и плиоцен-четвертичный (до 1,5-2 км). Они разделены поверхностями несогласий, связанными с ларамийскими (рубеж мела и палеогена), алеутскими (рубеж раннего и среднего миоцена) и сахалинскими (ранний-средний плиоцен) тектоническими движениями. Каждый из этих этапов в целом наращивал древнее ядро острова и смещал депоцентр осадконакопления на запад к стабильным структурам материка. Западно-Сахалинский бассейн можно отнести к типу миграционных краевых систем.

Указанная особенность Западно-Сахалинского бассейна нарушается в южной части Татарского пролива, где отчетливо проявились деструкционные процессы. Предполагается, что рифтинговое расширение на юге Татарского пролива составило примерно 100 км, а южнее, в Японском море, раздвиг достигал 600 км /4, 6, 12, 26/. К северному элементу этого рифтинга относится Тернейский (Слепиковский) прогиб, который с юга простирается в пределы листа М-54. Здесь земная кора значительно утонена (16-20 км), существенно увеличены значения теплового потока (100-123 мВт/м²).

Западно-Сахалинский бассейн системой разломов и вулканических поднятий Ламанонского тектонического узла делится на 2 суббассейна: Северо- и Южно-Татарские.

Северо-Татарский суббассейн занимает северную часть Татарского пролива. Его северо-восточная граница проводится по выходам на поверхность верхнемеловых отложений сахалинского побережья, а западная формируется поднятиями, продолжающими материковые структуры: Совгаванское, Ванинское, Сюркумское и Северо-Татарское. Юго-восточная граница суббассейна определена Красногорским поднятием, сопровождаемого вулканическими образованиями Ламанонского узла.

Восточный фланг Северо-Татарского суббассейна образован зоной прогибов, которые по молодым (помырско-дерюгинским отложениям) хорошо оконтуриваются изопахитой 1 км с максимальной мощностью этих отложений до 1,5 км. По распределению общей мощности чехла здесь с севера на юг

выделяются Александровский, Лесогорский и Ламанонский (Углегорский) прогибы. Они отделены плохо выраженными седловинами.

Александровский прогиб протягивается в субмеридиальном направлении на 150 км при ширине 40-60 км. Общая мощность осадочного чехла в прогибе достигает 7-8 км, половина из которых приходится на средний и верхний структурные ярусы (средний миоцен-четвертичные отложения). В прогибе выделено 6 разрозненных брахискладок, имеющих конседиментационный генезис. Их размеры находятся в пределах 7-12 x 4-5 км, площади 25-50 км², амплитуды 100-500 м.

Лесогорский прогиб состоит из кулисообразной системы синклиналей. Его протяженность 100 км при ширине 30-35 км. Здесь выявлено 7 мелких конседиментационных и, возможно, вулкано-тектонических поднятий площадью 25-100 км² и амплитудами в первые сотни метров. Седловина между Александровской и Лесогорским прогибами с востока осложнена *Башняковской антиклинальной зоной*. Антиклиналь связана с молодыми подвижками по системе правосторонних взбросо-сдвигов и оперяющих взбросов Западно-Сахалинского разлома. Размеры Бошняковской зоны 56 x 16 км, площадь 550 км², амплитуда оценивается в 1 400 м. Основные деформации охватывают, в основном, сергеевский и углегорский ССК; по кровле курасийского комплекса зона выражена структурным мысом, прижатого к Западно-Сахалинскому разлому.

Ламанонский (Углегорский) прогиб завершает на юге зону восточных прогибов Северо-Татарского суббассейна. Он имеет в целом изометричную форму (40x50 км). При общей мощности чехла в прогибе до 7 км, мощности миоцен-плиоценовых отложений в синклиналих составляют 4,8-5,6 км. Восточный фланг прогиба имеет блоковое строение, обусловленное многочисленными оперяющими разрывами Западно-Сахалинского разлома. Установленные здесь брахискладки (Изыльметьевская, Надеждинская) имеют постседиментационный стиль деформаций и мелкие размеры (3,5-4 * 5-6 км).

На северо-восточном фланге Ламанонского прогиба выделяется *Гавриловская антиклинальная зона* (18x7 км, площадь – 84 км², амплитуда – 1000 м), в своде которой на акватории обнажается маруямский ССК. Структура простирается к побережью, где в своде обнажается курасийская свита.

Западная часть Северо-Татарского суббассейна – это пологое (2-5⁰) воздымание фундамента и всех подразделений чехла к материковому побережью с последовательным подошвенным налеганием к акустическому фундаменту все более молодых образований. Отложения практически недеформированы, хотя в нижней части чехла наблюдаются разломы, мелкие структуры облекания и выравнивания рельефа акустического фундамента.

Акустический фундамент приматериковой части Северо-Татарского суббассейна представлен магматическими образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, образующие крупные поднятия (Северо-Татарское, Сюркумское, Ванинское и Совгаванское).

Северо-Татарское поднятие, слагающее основание осадочного чехла на крайнем северо-западе Северо-Татарского суббассейна, протягивается на Сахалин к Погибинскому поднятию. Осадочный чехол, перекрывающий акустический фундамент последовательно удревняется на восток, от верхнема-

руямского до курасийского ССК; на восточном фланге и в отдельных грабенах фундамент перекрывается сергеевским комплексом. Мощность чехла последовательно увеличивается на восток до 1-1,5 км.

Сюркумское и Ванинское поднятия, протягиваясь вдоль материкового побережья, выдвинуты в акваторию на 20-40 км. Они являются продолжением одноименных блоков Восточно-Сихотэ-Алинского пояса с широким развитием ранне-среднемиоценовых и в меньшей мере палеогеновых вулканических плато. Граница между поднятиями определена депрессией, выполненной плиоцен-четвертичными совгаванскими базальтами, андезибазальтами, чередующимися с песками и галечниками. Своды поднятий осложнены сбросами. Магматические образования по схеме подошвенного налегания с востока на запад последовательно перекрываются углегорским, курасийским и маруямским комплексами. На восточном погружении поднятий мощность чехла достигает 1,5 км.

Совгаванское поднятие простирается в центральную часть акватории и вместе с расположенным восточнее Красногорским поднятием разделяет Северо- и Южно-Татарские суббассейны. Все деформации чехла связаны с разрывной тектоникой, наследующей разломный каркас Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. Северная граница поднятия отделяющая его от Успенского прогиба, проходит по крупному левостороннему сбросу-сдвигу, а его юго-восточный склон погружается в сторону Тернейского прогиба.

Успенский прогиб, разделяющий Ванинское и Совгаванское поднятия, - это ассиметричный грабен с более крупным юго-западным приразломным бортом. Грабен сложен последовательно выклинивающимися к западу сергеевским, углегорским, курасийским и маруямским комплексами общей мощностью на востоке прогиба до 3 км.

Южно-Татарский суббассейн в пределах листа М-54 делится на 2 тектонических района: восточный (присахалинский) и западный - Тернейский рифтинговый прогиб.

Восточный (присахалинский) район занимает пространство залива Делангля и по своему строению имеет преемственность от структуры прилегающей суши. На суше и прилегающем мелководье на запад, в акваторию, последовательно сменяют друг друга сергеевский, углегорский, курасийский, нижнемаруямский и верхнемаруямско-дерюгинский комплексы. Несмотря на несогласия между комплексами, все отложения деформированы совместно. В пределах листа М-54 выделяются 2 антиклинальные зоны – Красногорская и Старомаячинская, незначительно нарушенные разломами.

Красногорская антиклинальная зона образована кулисообразно сочленяющимися Красногорской и Ильинской антиклиналями. Ее юго-восточное простирание согласуется с простиранием структур прилегающей суши. Длина зоны 40 км при ширине 5-10 км. Наиболее крупной является Красногорская (22 x 15 км, площадь 220 км², амплитуда – 500 м). Ильинская складка (11x3,5 км) в своде рассечена разломом, оперяющим Западно-Сахалинский разлом.

Старомаячинская антиклинальная зона в пределах листа М-54 представлена северной периклиналью. В целом, зона (80x15 км) имеет северо-северо-западное простирание и амплитуду по кровле курасийского ССК около 700 м;

восточный борт несколько круче (до 10°) западного, в срединной части структуры проходит малоамплитудный сброс.

Западный тектонический район представляет собой глубокую тектоническую депрессию - *Тернейский (Слепиковский) рифтинговый прогиб*. Прогиб имеет клинообразную форму и по длинной северо-восточной оси имеет протяженность 200-220 км. Северным острым углом прогиб внедряется в пределы рассматриваемой акватории. Ширина прогиба у основания клина составляет около 100 км, а на самом юге листа М-54 – 50-60 км. Фундамент прогиба погружен более чем на 8 км.

Западный (приматериковый) борт Тернейской депрессии связан с системой погребенных сбросов с амплитудами по акустическому фундаменту до 1 км. Глубина моря в пределах прогиба от 200 до 1 000 м, глубина залегания основания среднемиоценового комплекса оценивается в 6 км, а основание плиоцена залегает на глубинах 2,5-3 км. Можно предполагать, что основной этап становления этой рифтинговой структуры относится к среднему миоцену-плиоцену. Простираение северного звена Тернейского прогиба согласуется с простираением акваториальных прогибов Северо-Татарского суббассейна, подчеркивая их пространственную общность.

Рассматривая характер распространения осадочного чехла Западно-Сахалинской СФЗ и в отдельности каждого из его подразделений, как суши, так и акватории, а также характер латеральной изменчивости дислокаций, происхождение структуры Татарского пролива можно связать с наложением двух тектонических процессов: с конструктивным, связанным со становлением сахалинских кайнозоид и образованием миграционного краевого Западно-Сахалинского бассейна, и с деструктивным (рифтовым), связанным с образованием глубоководных впадин Японского моря.

Южно-Сахалинская СФЗ в пределах листа М-54 охватывает северо-западную часть осадочного бассейна залива Терпения. Этот регион представляет собой часть крупного сегмента срединной части Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, охватывающего полностью заливы Анива и Терпения и прилегающую сушу.

Основной характерной особенностью рассматриваемого региона является развитие антиклинорных поднятий, где на суше (Сусунайский хребет, Тонино-Анивский п-ов) обнажены наиболее древние на Сахалине образования – ансамбль мезозойских метаморфических и интрузивных комплексов, разделенных разломами. На их разнородность было обращено внимание еще в 1960-е годы, а позднее эта тектоническая дифференциация была представлена в виде террейновой концепции [18- Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое.-М., Наука, 1986, 93 с; 19-Рождественский В.С. Тектоническое развитие о.Сахалин//Тихоокеанская геология, 1987, № 3, с.42-51]. На акватории залива Терпения поднятия, составляющие древнее ядро Сахалина, погружены под кайнозойский чехол и выделяются в виде протяженных погребенных поднятий, разделяющих основные кайнозойские прогибы.

К главным структурным элементам осадочного бассейна залива Терпения в пределах листа М-54 относятся:

- Найбинское, Мануйское и Невское поднятия;

- Макаровский, Тумановский и, частично, Владимирский прогибы.

В целом, строение акватории определено положением двух сближенных погребенных поднятий (западного Найбинского и восточного Мануйского), протягивающимися в субмеридиональном направлении практически через всю акваторию, разделяя Макаровский (западный) и Владимирский (восточный) прогибы. Поднятия в свою очередь разделены Тумановским прогибом, ширина которого постепенно сокращается в северном направлении. На юге прогиб имеет ширину до 20 км и мощность кайнозойских отложений до 4-5 км, а на севере он практически исчезает, что приводит к соединению Найбинского и Мануйского поднятий и образованию широкого Невского поднятия. Последнее, занимая всю северную акваторию пролива, определяет положение северных центриклиналей Макаровского и Владимирского прогибов.

Найбинское поднятие шириной до 15-25 км и протяженностью 95 км (в пределах листа М-54) ограничено сбросами. К его своду со стороны Макаровского прогиба последовательно, с уменьшением мощностей, выклиниваются палеоген-среднемиоценовые отложения, а в наиболее приподнятых частях свода фундамент перекрыт лишь верхнемиоцен-плиоценовыми осадками. Мощность кайнозойских отложений в своде поднятия уменьшается до 1,5-2 км.

Судя по характеру изменения мощностей и последовательному подошвенному налеганию нижнекайнозойских слоев, Найбинское поднятие является самой древней структурой акватории и в течение всего кайнозоя претерпела конседиментационное развитие.

Мануйское поднятие в отличие от Найбинского относится к типу горстовых, испытывавших в кайнозое транспрессивные движения по серии взбросов и правосторонних сдвигов. Западное ограничение Мануйского поднятия связано с зоной сдвиговых движений по Хоккайдо-Сахалинскому разлому – крупнейшему линеаменту, протягивающемуся с Хоккайдо через весь Сахалин. Севернее рассматриваемой акватории, в пределах Восточно-Сахалинского поднятия, Хоккайдо-Сахалинский разлом выражен чешуйчатыми надвигами и сопровождается массивами серпентинитов; южнее, на Тонино-Анивском полуострове, этот разлом отделяет кайнозойские грабены от мезозойских блоков восточной части полуострова и также сопровождается присдвиговыми чешуйчатыми надвигами [200].

В пределах листа М-54 Мануйское поднятие протягивается в меридиональном направлении на расстояние от 110 км, при ширине от 10-15 км на юге до 5 км на севере. Сдвиговыми разломами оно разделяется на серию сегментов. Мощность кайнозойских отложений в своде поднятия сокращается до 1 км. По характеру деформаций кайнозойских отложений здесь выделяются 2 фазы транспрессии и воздымания: в конце миоцена и, главным образом, в позднем плиоцене [346].

Невское поднятие занимает северную часть рассматриваемой акватории. Его фундамент имеет блоковое строение, определенное сочленением разных элементов Найбинского и Мануйского поднятий и погребенных структур, протягивающихся с прилегающей суши Центрального Сахалина. В целом, мощность осадочного чехла Невского поднятия небольшая (менее 1 км), но в его центральной части выделяется Поронайский грабен, где, судя по разрезам

прибрежных скважин, нижняя часть чехла сложена нижнепалеогеновыми (палеоцен?-эоценовыми) толщами с общей мощностью чехла до 2-4 км.

На большей части Невского поднятия палеоген-нижне-среднемиоценовые толщи в разной степени деформированы и резко несогласно перекрываются горизонтально залегающими плиоцен-четвертичными отложениями.

Макаровский прогиб занимает большую (западную) часть рассматриваемой акватории. С запада, на прилегающей суше, он ограничен Центрально-Сахалинским (Тынь-Поронайским) надвигом, с востока – Найбинским поднятием. Макаровский прогиб резко асимметричен. Западный борт более крутой с напряженными дислокациями, связанными с надвиганием меловых толщ на олигоцен-неогеновые отложения; восточный борт тектонически сравнительно пассивен.

Геофизические данные позволяют предполагать, что фундаментом большей (западной и северо-западной) части Макаровского прогиба являются верхнемеловые толщи, аналогичные тем, которые слагают Западно-Сахалинское горстовое поднятие. Кайнозойское выполнение прогиба представлено, в основном, олигоцен-плиоценовыми отложениями, и только на северо-западе акватории можно предполагать отдельные грабены с более древними (доолигоценовыми) образованиями. Мощность кайнозойского чехла в Макаровском прогибе достигает 5-6 км. Осадочный депоцентр смещен к его западному борту.

Чехол Макаровского прогиба на акватории деформирован слабо. Локальные антиклинальные складки представляют собой брахиантиклинали, сформированные в позднем миоцене-плиоцене (Вахрушевская, Прибрежная). Они отличаются небольшими размерами (6-8 x 2-4 км, амплитуды – до 100-200 м), конформной деформацией всего чехла и присутствием малоамплитудных разломов. Более восточные складки (Лебяжьинская) имеют конседиментационный характер или связаны с облеканием олигоцен-нижнемиоценовых вулканических построек.

Владимирский прогиб. В пределах листа М-54 расположена лишь самая восточная периферия этого прогиба шириной не более 10 км. В целом же, Владимирский прогиб – это сравнительно крупная осадочная депрессия шириной в 40-70 км и протяженностью около 180 км, с запада и востока ограниченная горстовыми поднятиями: соответственно Мануйским и мыса Терпения. Вероятно, на большей части прогиба фундамент представлен сложно-дислоцированными и в разной степени метаморфизованными мезозойскими образованиями, а в осадочном чехле доминируют плиоцен-четвертичные отложения, несогласно, с большим перерывом залегающие на олигоцен-нижнемиоценовых образованиях. Отложения практически недеформированы, местами облекают мелкие структуры на склоне Мануйского поднятия. Общая мощность кайнозойского чехла во Владимирском прогибе достигает 3 км, в пределах листа М-54 - 2 км.

Кайнозойские осадочные депрессии заливов Анива и Терпения наложены на древнее ядро Хоккайдо-Сахалинской аккреционно-коллизонной системы. Они резонансны позднемиоцен-плиоценовым горстовым поднятиям Западно-Сахалинских гор, Тонино-Анивского полуострова и мыса Терпения. Этим рассматриваемая Южно-Сахалинская СФЗ резко отличается от Западно-

Сахалинской и Северо-Сахалинской СФЗ, где кайнозойские бассейны являются краевыми по отношению к формирующемуся в течение всего кайнозоя Сахалинскому складчатому орогену.

Северо-Сахалинская СФЗ соответствует *Северо-Сахалинскому и Пограничному бассейнам*, заложившихся на северном периклинальном погружении Хоккайдо-Сахалинской аккреционно-коллизийной системы. В пределах листа М-54 расположены только крайние юго-западные части этих бассейнов. Бассейны отделены серией субширточных горстовых поднятий и грабенов, сопровождаемых разломами. Западные фланги этих поперечных разломов разделяют структуры Южного и Северного Сахалина, а восточные определяют основание клинораздвига Дерюгинской глубоководной впадины.

Широтные структуры переходной зоны контрастируют с преобладающим субмеридиональным простираем структурных элементов остальной территории Сахалина и прилегающей акватории.

Пограничный бассейн тектонически изолированный участок суши и прилегающей акватории. С запада он ограничен горст-сдвиговыми поднятиями (Терпения, Рымникским, Ратманова), являющимися восточными элементами Восточно-Сахалинского горно-складчатого сооружения. Сопровождающие это сооружение разломы входят в систему крупнейшего Хоккайдо-Сахалинского сдвига, который сливаясь на севере с Срединно-Сахалинским и Восточно-Сахалинским разломами, определяет границу Охотской и Амурской малых плит, а севернее - по многим авторам - разграничивает Тихоокеанскую и Северо-Американскую литосферные плиты.

С юго-востока Пограничный прогиб ограничен поднятием Полевого, расположенного в основном за пределами листа М-54, на северо-востоке раскрывается в сторону прогибов глубоководной части Охотского моря, а его северная граница проводится по Мынгинскому горстовому поднятию.

Фундамент Пограничного бассейна резко неоднороден. На западе он образован сложно дислоцированными юрско-меловыми вулканогенно-кремнистыми породами, обнажающимися на побережье, на юго-востоке предположительно мезозойскими дислоцированными образованиями поднятия Полевого, а на самом юге предположительно позднемеловыми отложениями, не претерпевшими сложных деформаций. В западном блоке, отделённым от остального бассейна Восточно-Рымникским взбросо-надвигом, по данным магнитометрии и бурения на Окружной площади в составе фундамента предполагаются обдущированные в позднем мелу офиолитовые пластины.

В Пограничном бассейне в пределах акватории листа М-54 можно выделить три главных тектонических района: 1) на юго-западе - Восточно-Рымниковскую горст-антиклинальную зону; 2) на юго-востоке Южно-Пограничный (Тюлений) прогиб; 3) на севере Пограничный прогиб.

Южно-Пограничный (Тюлений) и Пограничный прогибы разделены крупным конседиментационным поднятием Полевого, которое в пределах листа М-54 представлено лишь слабо выраженной северной переклиналью. Северная граница Пограничного прогиба, как и в целом Пограничного бассейна, ограничена Мынгинским поднятием.

Восточно-Рымникская горст-антиклинальная зона представляет собой крупный структурный нос северного погружения с выходом на дно моря на южном фланге мелового фундамента. Структура резко асимметрична, крутой восточный борт определен Восточно-Рымникским взбросом. Выделяется три основные антиклинали (с юга на север): Витницкая (южнее листа М-54), Северо-Рымникская и Окружная. Они в разной степени осложнены разломами.

Северо-Рымникская антиклиналь (до 5,4 x 1,6 км, амплитуда до 650 м) и Окружная антиклиналь (до 7,7 x 1,8 км; амплитуда до 1500-2000 м) имеют кулисообразное сочленение и образуют отчетливую антиклинальную зону.

Несколько севернее, на широте рек Бора, Венгери, Пурш-Пурш, группа отмеченных складок, сменяется моноклиалью, сопровождаемой серией субмеридиональных разломов. На скалистом побережье и мелководье северо-восточного фланга Ратмановского поднятия обнажаются сложно дислоцированные мезозойские образования, сменяемые на восток, в акваторию крутопадающими породами всех подразделений кайнозоя.

Южно-Пограничный (Тюлений прогиб) расположен между Восточно-Рымникским взбросом и поднятием Полевого. Он объединяет серию грабен-рифтов и разделяющих их горстов субширотного простирания. Эти элементы имеют торцевое сочленение с Восточно-Рымникским взбросом и сопровождающего его Восточно-Рымникским горстом. На юге прогиба располагается Южно-Пограничный полуграбен-рифт, ограниченный с юга листрическим разломом, расположенным уже за пределами листа М-54. С севера на юг при приближении к листрическому разлому фундамент грабена погружается с 3 до 7-7,5 км. Севернее располагаются более мелкие Березовский горст, Окружной грабен и Восточно-Окружной горст. В пределах горстов мощность кайнозойских отложений сокращается до 2-3 км, увеличиваясь в Окружном грабене до 6 км. Грабен-рифты были образованы, в основном, в эоценовое (люкаминское) время. В сопряженных горстах эоценовые отложения отсутствуют и чехол обычно начинается с покровных пиленгских образований.

Древние грабен-горстовые структуры субширотного простирания распространялись, видимо, и западнее, но были переработаны позднекайнозойскими взбросо-сдвиговыми дислокациями субмеридиональной (сахалинской) ориентировки.

Пограничный прогиб – крупная (70-80 x 40-50 км) отрицательная структура, отделяющая периклинальное погружение поднятия Полевого и структуры Южно-Пограничного прогиба от субширотного Мынгинского горстового поднятия. В целом, простирание прогиба субширотное с более крутым северным бортом. Прогиб выполнен всеми подразделениями кайнозойского чехла. Максимальные мощности (до 9 км) «прижаты» к северному борту прогиба. В пределах листа М-54 располагается только западная краевая часть Северо-Пограничного прогиба с мощностью отложений до 7 км.

Северо-Сахалинский бассейн охватывает Северный Сахалин и прилегающий шельф. Фундамент бассейна представлен в основном сложно дислоцированными и прорванными интрузиями, мезозойскими породами, обнажающимися в смежных антиклинорных поднятиях Центрального Сахалина. Образование фундамента испытали значительные горизонтальные перемещения по Хоккайдо-Сахалинскому и Срединно-Сахалинским разломам, обусловив-

шие его блоковое строение. Восточную окраину бассейна включая, вероятно и северо-восточную часть акватории листа М-54, занимает коллизийная структура, сопровождается офиолитовыми телами. Она трассируется интенсивными магнитными аномалиями (Восточно-Сахалинский разлом). Кайнозойский чехол залегает на глубоко эродированном фундаменте. Даже в тех районах (Охинском, Ногликском), где бурением вскрыты осадочные верхнемеловые образования, они представлены плотными породами с выпадением из разреза верхнекампан-маастрихских отложений [13-Новый разрез верхнего мела на северном Сахалине/ Б.А.Сальников, Л.П.Иваньшина, Н.Б.Сальникова, Т.В.Туренко// Тихоокеанская геология.- 2001.- № 1.- С.48-56]. В связи с этим, на рассматриваемой акватории, где сейсморазведкой устанавливается поверхность акустического фундамента, последний связывается с эродированной поверхностью разновозрастных докайнозойских образований.

Кайнозойский осадочный чехол Северо-Сахалинского бассейна разделяется на 3 структурных яруса, разделенных поверхностями несогласий: нижнепалеогеновый (доолигоценный), олигоцен-нижнеплиоценовый (до 7-8 км) и среднеплиоцен-четвертичный (до 2-2,5 км). Нижний ярус выполняет, в основном, грабени, а два верхних сформированы последовательным заполнением глубоководного бассейна серией проградирующих на восток секвенсов [8ф-Рыбак-Франко Ю.В., 2008].

Современная структура осадочного чехла образована в конце неогена, когда бассейн превратился в северное звено Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы. Преобладающее простирание структурных элементов осадочного чехла субмеридиональное (северо-северо-западное), но на юге к Северо-Сахалинскому бассейну отнесены субширотные структурные элементы (Мынгинский и Южно-Кириинский горст-антиклинальные зоны и разделяющий их Мынгинский прогиб).

Мынгинское горст-антиклинальное поднятие – крупный взброшенный блок фундамента, с юга и севера ограниченный серией ступенчатых сбросов. Длина горста – около 60-70 км, ширина 10-15 км. Поперечными разломами Мынгинская горст-антиклиналь разбита на 3 крупных блока. Наиболее поднятый восточный блок рассечен сбросами. В сводовых частях горстов мощность чехла составляет 3-4 км, амплитуда структуры определяется несколькими сотнями метров. В пределах листа М-54 расположено только западное периклинальное окончание Мынгинской антиклинали с мощностью чехла до 5 км; в крайнем восточном блоке, вблизи восточной рамки листа, объём чехла резко сокращён за счёт отсутствия палеогеновых отложений.

Южно-Кириинский горст – антиклинальное поднятие (40-45 x 20 км), разбитое на отдельные блоки. В наиболее приподнятом (восточном) блоке разрез кайнозойских отложений сокращен до 3 км, увеличиваясь на западном погружении до 5 км. В отдельных блоках, где проведена сейсморазведка ЗД (Южно-Кириинское месторождение), хорошо выражены выступы фундамента. К их сводовым частям по схеме подошвенного налегания выклинивается значительный объём палеогеновых (эоценовых?) отложений. Вышележащие олигоцен-нижне-среднемиоценовые образования конседиментационно облекают выступ с заметным выполаживанием слоёв вверх по разрезу. Морфоло-

гия Южно-Кириной складки по верхним горизонтам уйнинско-дагинского ССК и окобыкайскому ССК представляет собой пологую брахиантиклиналь с амплитудой до 150 м. Верхнемиоцен-плиоценовые отложения в пределах складки залегают практически горизонтально.

С северо-запада Южно-Кириное поднятие отделено узкой линейной зоной сближенных и разветвленных разломов и деформацией (Конгинский разлом) [5ф-Злобина, 1986], протягивающихся от Усть-Конгинского структурного носа на мелководье до северной периклинали Южно-Кириной антиклинали на расстоянии 60 км. Северо-западнее Конгинского разлома простирается структур субмеридиональное (сахалинское), юго-восточнее – субширотное, связанное с горст-грабеновыми подвижками фундамента.

В пределах листа М-54 попадает только самый западный блок Южно-Кириной поднятия, объединяемого с Западно-Кириной складкой в Южно-Кириную антиклинальную зону.

Мынгинский прогиб - узкий (10-20 км) протяженный (70-80 км) грабен с мощностью осадочного чехла до 8-9 км. Наиболее отчетливо прогиб и образующие его сбросы выражены по палеогеновому (доолигоценному) структурному ярусу, мощность которого достигает 2-2,5 км. По кровле же дагинской свиты прогиб представлен пологой синклиалью, а по верхнемиоцен-плиоценовым отложениям практически не выражен.

Севернее Конгинской зоны разломов стиль дислокаций и простирается основных структурных элементов резко отличаются от рассмотренного ниже южного района. Все главные структурные элементы здесь имеют северо-северо-западное простираение, подчиненные простираению горсто-сдвиговых блоков крупнейшей структур северного фланга Хоккайдо-Сахалинского аккреционно-коллизийного сооружения.

Севернее Конгинского разлома на акватории листа М-54 в рассматриваемом районе выделяются 3 антиклинальные зоны: Ныйская, Кириная и Одоптинская и два прогиба: Лунский и Венинский..

Ныйская антиклинальная зона (100 x 10-15 км, в пределах листа – 90 км) объединяет Южно-Лунскую, Лунскую, Венинскую, Монгинскую и Усть-Томинскую (морские) структуры.

Лунская антиклиналь (26 x 8,5 км) – это протяженная достаточно просто построенная структура (26 x 8,5 км) с амплитудой по кровле уйнинско-дагинского ССК 400-500 м. Поперечными сбросами складка рассечена на 5 блоков. На временных разрезах фундамент выделяется неуверенно. Предполагается, что он залегает на глубинах около 6-7 км. Складка обладает широким, очень пологим сводом, наклоны крыльев не превышает 15-20°. Уйнинско-дагинские и все вышележащие подразделения чехла, вплоть до помырско-дерюгинского ССК, имеют конформное залегание.

Венинская антиклиналь (50 x 15 км) имеет с Лунской структурой кулисообразное сочленение. Она построена более сложно и с запада ограничена взбросом - надвигом с амплитудой по кровле дагинских отложений до 1 км. Западное приразломное крыло значительно круче (до 50°) восточного (до 15-20°). Свод структуры, где обнажается окобыкайская свита, смещен к югу; северная периклиналь, протягивающаяся от свода на расстоянии около 35 км при ширине 8-10 км, разбита многочисленными поперечными сбросами.

Ныйская антиклинальная зона на севере завершается структурами Монги и Усть-Томи - море, находящиеся уже севернее листа М-54. Они связаны с выступом фундамента, к которому последовательно выклиниваются нижние горизонты чехла. В присводовой части фундамент несогласно перекрывается среднедагинскими отложениями. Структура вышележащих отложений, вплоть до плиоценовых, с постепенным выполаживанием подчинена морфологии выступа фундамента.

Кириная антиклинальная зона представлена трёхкупольной вытянутой узкой брахиантиклинальной складкой (23 x 4 км, амплитуда до 200 м) и расположенной севернее Северо-Кириной брахиантиклиналью. Кириная складка в целом построена симметрично, хотя в центральном блоке западное крыло круче восточного. Она рассечена малоамплитудными сбросами, которые сосредоточены в южном блоке.

Одоптинская антиклинальная зона, в основном, развита севернее и в пределах листа М-54 представлена далекой южной периклиналью – Южно-Айяшской приразломной складкой. Структурные планы Южно-Айяшской и более северной Айяшской антиклиналей по разным горизонтам миоцена несколько разнятся, но в целом они имеют северо-северо-восточной простирание и кулисообразно сочленяются с расположенной севернее Дагинской антиклинальной складкой. На Южно-Айяшской структуре пробурена поисковая скважина (3066 м), которая вскрыла отложения помырского и нутовского стратиграфических горизонтов.

Лунский прогиб протягивается на акваторию с суши. В пределах шельфа эта крупная депрессия протяженностью с севера на юг 65 км, с мощностью осадочного чехла до 7-8 км и мощностью помырско-дерюгинского комплекса до 1 км.

Венинский прогиб является непосредственным продолжением к югу наиболее значительной в Северо-Сахалинском бассейне Пильтун-Чайвинской депрессии. Прогиб (60 x 25 км) почти полностью расположен в пределах листа М-54. Мощность осадочного чехла оценивается здесь в 7-8 км. Мощность помырско-дерюгинского комплекса – до 2 км. Кровля дагинских отложений (ОГ 6) погружается в прогибе до 4,5 км.

Основные разрывные нарушения

Современная структура шельфа была определена протяженными субмеридиональными разломами со значительной правосторонней сдвиговой составляющей [153, 197].

В пределах акваториальной части листа М-54 к крупным разломам относятся Западно-Сахалинский и Ламанонский в Татарском проливе, Хоккайдо-Сахалинский в заливе Терпения, Восточно-Рымникский, Мынгинский и Конгинский на северо-восточном шельфе Сахалина.

Западно-Сахалинский разлом протягивается вдоль западного побережья Сахалина практически на всей акватории листа М-54, участками (м. Ламанон) захватывая прибрежную сушу. Зона разлома сопровождается системой крупноамплитудных правосторонних взбросо-сдвигов и крутыми флексурами. Широтными и диагональными сбросами и взбросами разлом разделяются на множество секторов. В зоне действия разлома присдвиговые деформации

способствовали формированию напряженных складок; в пределах листа М-54 – это Бошняковская, Гавриловская, Ильинская, Запорожская структуры.

Западно-Сахалинский разлом имеет сквозную природу. Дислоцируя самый молодой верхнемаруямско-дерюгинский ССК, этот крупнейший линеймент отделяет Сахалинский складчатый ороген от западно-сахалинских (татарских) кайнозойских депрессий. Глубинное заложение разлома определяется его пространственной связью с магматическим поясом, протягивающимся по побережью Сахалина от пос. Усть-Агнево на севере до м. Ламанон на юге. Пояс сложен верхнемиocen-плиоценовыми щелочными габброидами, сменившимися в позднем плиоцене базальтовым вулканизмом и внедрением в плейстоцене экструзивных куполов дацитов.

Ламанонский разлом, протягивающийся от юго-западного края рассматриваемой акватории к м. Ламанон, определяет западный борт глубочайшего Тернейского прогиба, а с расположенными севернее Совгаванским и Красногорским поднятиями – границу Северо- и Южно-Татарского суббассейнов. Ламанонский разлом – это сброс с практически вертикальным перемещением палеоген-нижнемиоценовых отложений амплитудой до 0,5 км. Разлом погребенный и не затрагивает верхнемаруямско-дерюгинского ССК. Севернее, параллельно Ламанонскому разлому, выделяется левосторонний сбросо-сдвиг, ограничивающий южный крутой борт Успенского прогиба. Аналогичные погребенные разломы северо-восточного простирания с левосторонней сдвиговой компонентой развиты в пределах всего западного борта Северо-Татарского суббассейна.

Хоккайдо-Сахалинский разлом протягивается через весь остров. Он выражен полосой интенсивных складчатых и разрывных дислокаций. Разлом состоит из многих отрезков с различной кинематической характеристикой. В пределах акваториальной части листа М-54 разлом устанавливается в заливе Терпения, где определяет западный борт крупного Мануйского поднятия. В заливе Терпения Хоккайдо-Сахалинский разлом представляет собой систему высокоамплитудных (0,5-1 км) погребенных правосторонних взбросо-сдвигов, не затрагивающих помырско-дерюгинский ССК. Поперечными сдвигами разлом в заливе Терпения разделен на три сектора северо-северо-западных простираний.

Восточно-Рымникский разлом принадлежит Пограничной системе правосторонних сдвигов, протягивающейся вдоль восточного побережья Сахалина. В горном обрамлении Пограничного прогиба эта система представлена Центральным, Прибрежным и Лиманским разломами. Восточно-Рымникский правосторонний сдвиг полностью развит на акватории, надвигая в виде дугообразной тектонической пластины Северо-Рымникскую антиклинальную зону на Пограничный прогиб. Амплитуда взбросо-надвига по олигоценовым отложениям достигает более 1,5 км, а по фундаменту более 2 км. С востока, со стороны прогиба, к Восточно-Рымникскому разлому торцово примыкают субширотные разломы, образующие серию чередующихся горстов и грабенов Южно-Пограничного (Котиковского) прогиба.

Мынгинский разлом – крупный сброс субширотного простирания, определяющий не только северный борт Мынгинского поднятия, но и положение серии субширотных структур на юге Северо-Сахалинского бассейна. Некото-

рые исследователи [200] протягивают его от Сахалина до центральной глубоководной части Охотского моря. По новейшим данным (сейсморазведка 3Д) Мынгинский разлом – это комплекс сближенных сколов, образующий крупную сбросовую флексуру северного борта Мынгинского поднятия.

Конгинский разлом представляет собой сравнительно узкую зону сближенных сбросов и сбросо-сдвигов, отделяющих систему субширотных южных структурных элементов от северных, имеющих субмеридиональное простирание, свойственное подавляющей части Северо-Сахалинского бассейна. Простирание Конгинского разлома изменяется от субширотного на юго-западе до диагонального (северо-восточного) на северо-востоке. Конгинский разлом – это плотная сеть крупноамплитудных сдвиговых сколов блоков фундамента, постепенно затухающих в осадочном чехле. По среднемиоценовым отложениям амплитуды разломов редко превышают 50 м; в плиоцене они практически не фиксируются.

Описанные крупные разломы имеют древнее, как правило, раннепалеогенное заложение. Они определили положение и кинематику более мелкой сети разломов и дизъюнктивно-пликативных структур. Многие из них (в пределах листа М-54: Западно-Сахалинский, Хоккайдо-Сахалинский, Восточно-Рымникский) активизировались в новейшую (плиоцен-плейстоценовую) стадию тектогенеза и сыграли решающую роль в становлении современной структуры острова и прилегающей акватории.

Глубинное строение территории

Главной глубинной геологической структурой земной коры на территории листа является выделенная по данным гравиметрии и сейсмометрии Пограничная ступень, разделяющая два суперблока – западный, Континентальный, характеризующийся относительно низкоплотной земной корой с пониженными скоростями продольных волн, и восточный, Переходный, с относительно высокоплотной корой с повышенными скоростями продольных волн.

Основу представлений о глубинном строении площади листа формируют данные об аномалиях потенциальных полей – гравитационного и магнитного при весьма ограниченной сейсморазведочной информации о структуре консолидированной коры. Имеются только данные в районе мыса Невельского, где заканчивается государственный опорный профиль «Рубцовск – мыс Невельского». По этим данным подошва коры располагается на глубине 35 км.

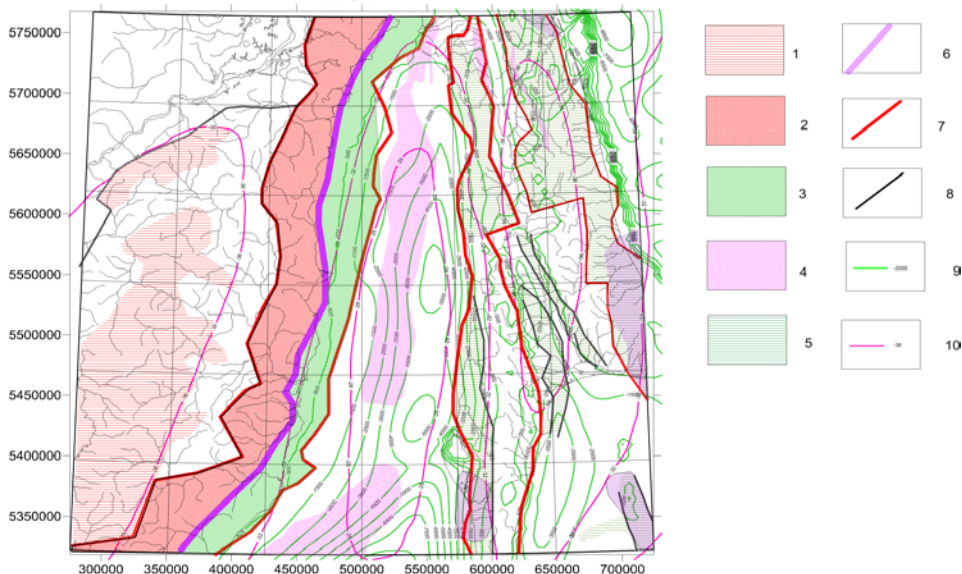
На «Схеме глубинного строения» (рис. 5.1) даны в изолиниях значения рельефа подошвы коры (10), полученные в результате прогноза, выполненного во ВСЕГЕИ (С.Н. Кашубин, Е.Г. Мильштейн и др., 2010 г.) с использованием корреляционных зависимостей гравитационных аномалий, рельефа суши и глубин дна совместно с сейсмическими данными о глубине подошвы коры по большой площади, охватывающей площадь всей России с включением экстремальных отметок рельефа в пределах Азиатско-Тихоокеанского региона. Наибольшие погружения коры отмечаются в районе Сихотэ-Алиня (36-38 км) и вдоль центральной части Сахалина (36-37 км), наименьшие – вдоль Татарского пролива (26-28 км).

По сейсмическим данным метода МОВ ОГТ построены изолинии подошвы кайнозойского осадочного чехла акваторий и, частично, островной суши (9) []. Глубина его погружения увеличивается с севера на юг вдоль Татарского прогиба от 1800 до 8000м. Существенное возрастание мощности осадочного чехла отмечается на северо-востоке листа от побережья Сахалина в сторону впадины Дерюгина.

При рассмотрении гравитационных и магнитных аномалий в качестве индикаторов глубинных геологических неоднородностей обращает на себя внимание относительно узкая субмеридиональная зона изменения характера аномальных полей и вероятных геологических причин аномалий по обе ее стороны; она прослеживается вдоль восточного побережья Сихотэ-Алиня. Эта особенность может отражать осевую линию зоны разломов 1 порядка (номер 6 на «Схеме...»), разделяющую области принципиально разного вещественного состава геологических образований в верхней части коры.

К западу от этой зоны гравитационные и магнитные аномалии характеризуют области развития наибольших объемов гранитоидов в верхней части земной коры с преобладанием гранодиоритов (2) вблизи отмеченной выше зоны разломов 1 порядка, а далее к западу – крупных массивов гранитов (1), зачастую не полностью вскрытых эрозией.

Схема глубинного строения М-54



Условные обозначения к схеме глубинного строения:

- 1 – области развития наибольших объемов гранитоидов в верхней части земной коры с преобладанием гранитов,
- 2 - области развития наибольших объемов гранодиоритов,
- 3 - области предполагаемого развития габброидов,
- 4 - районы развития наибольших объемов образований офиолитовой ассоциации с крупными телами гипербазитов в верхней части коры,
- 5 - плотные кремнисто-вулканогенные образования в складчатых структурах Сахалина,
- 6 - осевая линия зоны разломов (1 порядка), разделяющая области принципиально разного вещественного состава геологических образований в верхней части коры,
- 7- осевые линии зон разломов, определяющих блоковую делимость верхней части коры,
- 8 - предполагаемые крупные разломы,
- 9 – изолинии подошвы кайнозойского осадочного чехла акваторий и, частично, островной суши в метрах,
- 10 – изолинии рельефа подошвы земной коры в километрах

Рис 5.1

К востоку от этой зоны структуры гравитационных и магнитных аномалий могут быть объяснены интрузиями габброидов (3) и образованиями офиолитовой ассоциации с гипербазитами (4), подобных таковым на полуострове Шмидта, севернее границы листа, основной объем которых скрыт под осадочным покровом района Татарского пролива. В значительной степени геологическая природа этих аномалий, «глубинных» по своему облику, гипотетична из-за отсутствия обнажений в пределах площадей их развития. Однако, состоятельность этой гипотезы обосновывается нами с помощью регионального анализа, учитывающего данные по площади за границами листа. На представленном ниже рисунке выделены районы, имеющие различное геологическое объяснение магнитных аномалий.

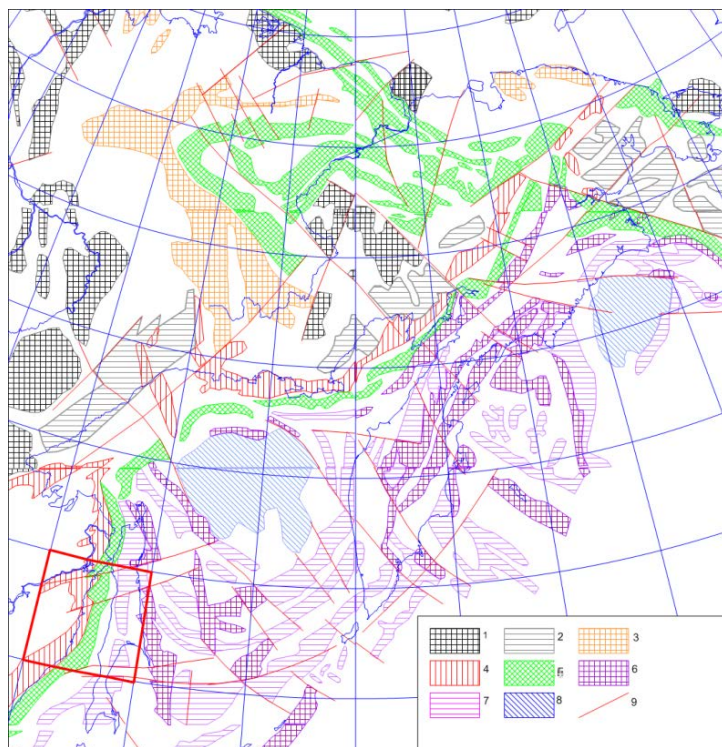


Рис. 5.2. Схема районирования региональных аномалий магнитного поля Востока России по их геологической природе.

Условные обозначения: 1 – намагнитченные метаморфические комплексы дорифейского фундамента, 2 – суммарный эффект от дорифейских метаморфических образований и гранитоидов мелового периода, 3 - весьма слабомагнитные гранитные массивы с намагнитченными приконтактовыми ореолами, 4 – намагнитченные гранитоиды мелового периода, 5 – гранитоиды и габброиды, 6 – зоны с наибольшей концентрацией интрузий гипербазитов, 7 - зоны с умеренной и малой концентрацией интрузий гипербазитов, 8 – ареалы распространения слабомагнитных образований в пределах шельфа Охотского моря и в Алеутской котловине Берингова моря, 9 – предполагаемые осевые линии зон разломов, выделяемых по магнитным аномалиям.

Из рисунка видно, что наиболее характерными чертами структуры магнитных аномалий Сахалина, Камчатки, Корякии, шельфов Охотского и Берингова морей является их почти повсеместная линейность, высокая и средняя интенсивность, за исключением отдельных областей в акватории - в центре Охотского моря и в Алеутской котловине, где малоамплитудные аномалии образуют мозаичные в плане рисовки изолиний на магнитной карте (Т.П.Литвинова, 1999 г.).

Анализ геологических причин линейных магнитных аномалий приводит к заключению о преобладающей роли масс базитов и гипербазитов в виде из-

верженных пород и возможных высокоамплитудных поднятий вещества низов коры и верхней мантии. При этом преобладающий объем этих масс скрыт от непосредственных геологических наблюдений на различных глубинах и лишь в отдельных местах интрузии и протрузии гипрбазитов обнажены, как например, на полуострове Шмидта (на Сахалине), на полуостровах Елистратова (п-ов Тайгонос), Маметчинском, Олюторском (южная часть Корякского нагорья), восточных мысах полуострова Камчатка, на острове Карагинском и в других местах. Как правило, эти выходы ультраосновных пород по своей площади в плане занимают ничтожную часть площади той линейной магнитной аномалии, в пределах которой они располагаются и являются, таким образом, поверхностными геологическими индикаторами более грандиозных глубинных сооружений.

Средняя интенсивность аномалий, аномальных зон и региональных мегазон обусловлена в основном суммарным объемом основных и ультраосновных масс различного генезиса в строении коры и глубиной их залегания: чем больше объем базитов и ультрабазитов и (или) меньше глубина - тем интенсивнее аномалии. Слабо аномальное поле отмечается там, где по геологическим данным установлены большие мощности терригенных складчатонадвиговых образований и осадочных отложений наложенных прогибов.

Учитывая перечисленные выше общие геологические причины магнитных аномалий представляется возможным выделить зоны в различной степени насыщенные изверженными породами или сформированные поднятиями вещества глубинных коровых масс и верхней мантии с малой кремнекислотностью.

Здесь следует отметить, что со стороны мезозоид рассматриваемого региона широко развиты намагнитченные интрузии и эффузивы гранитоидного состава, весьма пестрые по вещественному составу, что отражается и в весьма пестрой мозаике структуры магнитных аномалий. К востоку и югу от этих районов мозаичного строения обстановка меняется: структуры аномалий потенциальных полей становятся иной - линейного облика.

Наиболее протяженная линейная зона начинается в акватории у северного побережья Японского моря, прослеживается через Татарский пролив, далее через северо-западную акваторию Охотского моря переходит на материк и следует в районе Пенжинской низменности до хр. Пекульней, от которого резко поворачивает на юго-восток и уходит в акваторию Берингова моря. Эта мегазона располагается в зоне перехода к структурам мезозоид. В ее пределах можно ожидать изверженные породы различного вещественного состава - от гранодиоритов до гипербазитов, хотя преобладающими ожидаются габброиды, частота встречи которых в пределах мезозоид увеличивается по мере приближения к более молодым структурам рассматриваемого региона вместе с уменьшением кремнекислотности гранитоидов и увеличением их намагнитченности. Это хорошо видно на полуострове Тайгонос, в районе Мургальского антиклинория, где наряду с выходами на поверхность сильно магнитных гранодиоритов и габбро на глубине в первые километры возможна встреча интрузий гипербазитов. Характерная пестрота вещественного состава изверженных пород в этой мегазоне отмечается в хр. Пекульней. В Таловско-

Майнском поднятии преобладают гипербазиты (массивы Куюльский, Усть-Бельский).

В пределах рассматриваемого листа выделены также районы с плотными кремнисто-вулканогенными образованиями в складчатых структурах Сахалина (5 - на схеме глубинного строения).

Крупные аномалии и совокупности более мелких создают на площади листа мозаику районов различной конфигурации, а их границы интерпретируются как осевые линии зон разломов (7), определяющих блоковую делимость верхней части коры. Они прослеживаются без перерывов вдоль Сахалина и в Татарском проливе. Более мелкие элементы блоковой структуры могут быть диагностированы как крупные разломы (8).

Неотектоника

Согласно последним схемам неотектонического районирования [46] в пределах территории листа выделяются фрагменты Буреинско-Баджальского, Нижнеамурского и Сихотэ-Алинского блоков земной коры. Мощность её в первом блоке составляет 34–38 км, во втором – 34 км, в третьем – 36 км. Границами блоков являются зоны глубинных, активизированных в кайнозое, разломов. По геофизическим данным, для Буреинско-Баджальского блока характерны разуплотнения земной коры и верхней мантии, при этом нижняя кромка разуплотнения располагается на глубинах 60–80 км. В Сихотэ-Алинском блоке разуплотнена только зона Центрального Сихотэ-Алинского разлома. С разуплотнением и гранитизацией земной коры связываются интенсивные разнонаправленные тектонические движения [159]. Вертикальные движения положительного знака в пределах Буреинско-Баджальского блока достигают 2500 м, в то время как в Нижнеамурском и Сихотэ-Алинском блоках они колеблются от 500 до 1500 м.

В пределах вышеупомянутых блоков земной коры, с учётом сведений о неотектонике и сейсмотектонике, выделяются морфоструктурные неоднородности более высоких порядков: юго-западное окончание Нижнеамурской системы поднятий и впадин, северо-западная часть Сихотэ-Алинского глыбового поднятия.

Нижнеамурская система поднятий и впадин в пределах листа представлена своим юго-западным окончанием. На западе она отграничена от Тайкано-Баджальской системы поднятий Эворано-Чукчагирской группой межгорных впадин. Система представлена Лимурийским сводом, выраженным низкогорным массивом со сводовым изгибом вершинной поверхности.

Северо-западная часть Сихотэ-Алинского поднятия (структура первого порядка), отнесённого Г. Ф. Уфимцевым [1984 г.] к глыбовому типу, в пределах листа охватывает бассейны верховьев рр. Манома, Хор, Мухен, Самарга и низовья рр. Анюй и Гур. Главной морфологической особенностью поднятия является ступенчатость его вершинной поверхности, обусловленная диагональным или продольным положением блоков по отношению к его общему простиранию. Наиболее приподнятой является меридионально вытянутая осевая, водораздельная часть структуры, относящаяся к северо-западному крылу изометричного Анюйского поднятия (структура второго ранга). Севернее его в пределах листа располагается крайняя западная часть Гурского

поперечного поднятия второго порядка. Обе структуры со стороны Среднеамурской впадины ограничены зоной неотектонических нарушений субмеридионального простирания (Центральный Сихотэ-Алинский разлом). За его пределами происходит плавное снижение Сихотэ-Алинского поднятия и его слабоконтрастное сочленение со Среднеамурской впадиной, разорванное участками опускания последней.

Новейшая тектоника Хоккайдо-Сахалинской СС, выраженная дифференцированными по интенсивности и направленности движениями в позднеплиоцен-голоценовое время, сформировала главные черты современного рельефа территории.

В этот период сформировались основные новейшие структуры региона, такие как, Западно-Сахалинское сводово-блоковое поднятие (Западнсахалинско-Камуикотанская гряда мегасводов), Восточно-Сахалинское складчато-блоковое поднятие, Центрально-Сахалинская депрессия и современный облик Северо-Сахалинской возвышенности.

Северо-Сахалинская возвышенность сформировалась на слабо дислоцированных неогеновых отложениях, выполняющих одноименный прогиб. В настоящее время в южной части возвышенности, расположенной в пределах листа М-54 продолжается формирование антиклинальных структур (хребет Зеленый, южное окончание гор Даги, небольшие поднятия к северу от реки Тымь).

Западно-Сахалинское поднятие образовалось на месте палеоген-неогенового прогиба в котором в конце плиоцена образовались многочисленные складчатые, складчато-блоковые структуры. По результатам измерений максимальная скорость поднятия достигает +8 мм/год. [Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И. Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.:Наука, 2007. 186 с. (отв. ред. В.И. Макаров)]. Формирование поднятия тесно связано с зоной Центрально-Сахалинского разлома, вертикальные амплитуды новейших перемещений в отдельных сегментах которого различны - преимущественно 40-200 м, локально (р-н п. Бошняково) более 660 м. Известны многочисленные достоверные признаки активности разлома в квартере, выраженные в рельефе в виде уступов высотой 1-5 м, с поднятыми восточными крыльями. Локально по смещению долин ручьев видны признаки правого сдвига с амплитудой перемещения 3-5 м [27, 30ф, 38ф].

Восточно-Сахалинское поднятие характеризуется четкой блоковой структурой – практически все новейшие элементы разделены разрывами. Для него характерны различные скорости воздымания отдельных блоков, определивших клавишное расположение горстов и грабенов в пределах поднятия. В западной части (зоне сочленения с Центрально-Сахалинской депрессией) развиты локальные впадины субширотного простирания.

Центрально-Сахалинская депрессия в новейший этап развития также испытывает дифференцированные движения. Её западная часть вовлечена в воздымание, связанное с ростом Западно-Сахалинского поднятия. Восточная часть депрессии вовлечена в погружение захватывающее и западный фланг Восточно-Сахалинского поднятия. В южной части депрессии в прибрежной полосе залива Терпения скорости опускания достигают -10- -12 мм/год.

Продолжающийся рифтогенез в Татарском мегапрогибе определил воздымание в плече рифта - в зоне Западно-Сахалинского разлома, где регистрируются взбросо-надвиговые перемещения. Оценка стационарной скорости накопления деформаций субширотного сжатия до 5-7 мм/год [Прытков А.С., Василенко Н.Ф. Дислокационная модель очага Углегорского землетрясения 2000 г. (о. Сахалин). – «Тихоокеанская геология», 2006, том 25, №6, с.115-122].

Согласно сейсмическому районированию территория Сахалина в пределах листа располагается в зоне 8-9 балльных землетрясений с повторяемостью подобных в среднем раз в 50 лет. Природа землетрясений тектоническая. Гипоцентры располагаются преимущественно на глубине 5-35 км и связаны с зонами региональных разломов: Западно-Сахалинским, Центрально-Сахалинским и Хоккайдо-Сахалинским. Со времени регулярных сейсмических наблюдений наиболее сильные землетрясения приурочены к зоне Западно-Сахалинского разлома - Углегорское, 2000 г. (M_w 7.1, 9 баллов), Лесогорско-Углегорское, 1924 г. (M_w 6.8, 8-9 баллов). В зонах Центрально-Сахалинского и Хоккайдо-Сахалинского разломов регистрируются землетрясения с магнитудами до 4-5.5.

6. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития территории листа намечается 4 основных этапа, соответствующих структурным этапам, с которыми связано формирование структурно-вещественных комплексов Сихотэ-Алинской складчатой системы и наложенных на неё активизационно-магматических и рифтогенных структур, Хоккайдо-Сахалинской СС и акватории.

Каких-либо следов байкальского и каледонского тектогенеза в Сихотэ-Алинской СС вообще не выявлено.

Позднепалеозойский-раннемезозойский этап. В течение герцинского этапа, вероятно, с раннего карбона, а на территории листа с середины перми, до начала позднего триаса преимущественно в глубоководной обстановке накапливались толщи вулканитов основного состава, кремнистых, терригенных, реже карбонатных пород. Вещественные фрагменты этого этапа в виде тектонических блоков заключены, в основном, в Центрально-Сихотэалинской СФЗ. Вероятно, они представляют собой тектонически переработанные фрагменты континентальной коры Центрально-Азиатского подвижного пояса, на которой был заложен Тихоокеанский подвижный пояс, начавший свое развитие в юре.

Мезозойский этап охватывает период от позднего триаса до конца раннего мела. В геосинклинальном бассейне на площади Сихотэалинской СС в этот период накапливались преимущественно терригенные, в меньшей мере кремнистые отложения и вулканиты основного состава. Океаническое дно его, вероятно, испытывало значительные вертикальные и горизонтальные подвижки, в результате которых внутригеосинклинальные поднятия герцинского этапа типа кордильер обрушались и обломочный материал в виде глыб разной величины, а также гигантские отторженцы поступали на дно бассейна и захоронялись в осадках преимущественно средней и верхней юры, образуя в них олистостромовые горизонты. Не исключено, что часть крупных олистоплак палеозойских пород среди юрских отложений представляют собой пластины, перемещенные в процессе тектонического меланжа в эпоху завершающей раннемезозойской складчатости.

В конце поздней юры Баджало-Горинская СФЗ Сихотэ-Алинский СС испытала поднятие и область седиментации сместилась к востоку. В Западно-Сихотэалинский СФЗ с байоса по валанжин, после готерив-барремского перерыва – по альб, а в Восточной СФЗ непрерывно с берриаса по альб накапливались отложения турбидитовой формации. Центрально-Сихотэалинская СФЗ представляла собой поднятие, на которое в берриасе-валанжине заходили отдельные морские заливы с турбидитовым характером осадконакопле-

ния. В юре и раннем мелу в условиях окраинного моря и слабо выраженной островной вулканической дуги ряд свит и толщ содержит незначительное количество вулканического материала среднего –основного состава щелочно-земельного ряда. В это же время (ранний мел, не позже уровня устьколумбинской свиты, и, возможно, поздняя юра, уровень адаминской свиты) были сформированы ультраосновные породы и габброиды гурского комплекса.

Мезозойский этап развития геосинклинали завершился коллизией дуги к континенту и складчатостью, во многом определившей современный структурный план Сихотэ-Алинской СС. В нее были вовлечены как раннемезозойские толщи, так и более древние стратоны, которые были повторно смяты. К коллизионному этапу приурочены и крупные массивы высокоглиноземистых гранитов, размещение которых тесно связано с Центральным Сихотэ-Алинским разломом и ответвляющимися от него под углами 30–40° крупными разломами северо-восточного направления.

Завершающая складчатость в разных частях складчатой системы проявилась в разное время. В Баджало-Горинской СФЗ она приходится на вторую половину раннего мела (вероятно, в предаптское время), в Западно-, Центрально- и Восточно-Сихотэалинской СФЗ – на альб, местами – на рубеж альба и сеномана. В Западно-Сихотэалинской СФЗ предаптская складчатость проявилась как фаза раннемезозойской складчатости. Складчатые движения, вероятно, сопровождалась значительными горизонтальными перемещениями, в результате которых в Баджало-Горинской и Центрально-Сихотэалинской СФЗ произошло тектоническое перемешивание образований разного возраста и разных геодинамических обстановок.

Осадконакопление в прогибах неоднократно прерывалось. Такой перерыв имел место в Анюйской подзоне Центрально-Сихотэалинской СФЗ, в которой установлено стратиграфическое, а местами и структурное несогласие между волжской светлореченской толщей и отложениями раннего триаса–средней юры.

В результате раннемезозойского тектогенеза в Баджало-Горинской, Центрально- и Восточно-Сихотэалинской СФЗ в альбе наступил режим полной консолидации. Отложения были вовлечена в поднятие (орогенез), подверглась размыву и здесь наступила эпоха посторогенного развития. В Западно-Сихотэалинской СФЗ в унаследованном прогибе в условиях мелководного залива типа лимана осадконакопление без видимого перерыва продолжалось до сеномана включительно.

На площади Хоккайдо Сахалинской СС, начиная с поздней юры до середины раннего мела, территория Восточно-Сахалинской зоны являлась частью океанического бассейна (возможно, окраинно-морского) с терригенно-кремнистым режимом осадконакопления (остринская свита). Ложе бассейна характеризовалось сложным рельефом дна с подводными вулканическими постройками, спорадически продуцирующими формирование пород карбонатно-вулканогенно-кремнистой формации. Вулканы этой формации представлены субщелочными умеренно глиноземистыми высокотитанистыми базальтами, относящимися к калий-натриевому типу.

В конце раннего – начале позднего мела (альб – турон) территория Восточно-Сахалинской зоны была вовлечена в крупные перестройки, в резуль-

тате которых на месте океанического бассейна возникла переходная зона от океана к континенту. Процесс преобразования выразился в заложении вергентных к океану линейных зон сжатия и скучивания океанической коры, в результате которых на северном продолжении Камуикотанского структурного шва (Хоккайдо) возникло субмеридиональное Центрально-Сахалинское поднятие [13], отделившее возникший Западно-Сахалинский прогиб от Восточно-Сахалинского, в котором продолжалось эвгеосинклинальное развитие. Формирование поднятия было связано с движениями, направленными с запада и, по-видимому, с надвигами. Оно характеризуется пологими западными и крутыми, осложнёнными тектоническими уступами, восточными склонами.

Позднемезозойский–раннекайнозойский этап (верхний мел–эоцен) проявился на площади Амурского геоблока в режиме тектоно-магматической активизации, связанной с надсубдукционным магматизмом в окраинно-континентальной зоне (возможно, и внутри континентальной), в результате чего были сформированы Восточно Сихотэ-Алинский и Восточно-Буреинский и ВПП. В Эвурском ареале Восточнобуреинской ВПП, проявления наземного вулканизма отмечаются в альбе–сеномане. Они выразились в образовании вулканогенно-осадочной молассы к западу от территории листа, но активный вулканизм начался в сеномане и протекал на протяжении всего сеномана. В гомодромной последовательности на северо- западе листа сформировались толщи эффузивов среднего и кислого состава, прорванные интрузивами повышенной щелочности.

В Восточно-Сихотэ-Алинском ВПП начало активного вулканизма приходится на сеноман–турон. В течение сеномана–эоцена здесь произошло четыре гомодромных цикла вулканизма, приходящиеся на сеноман–сантон, кампанданий, палеоцен–эоцен и эоцен–олигоцен. Первому циклу в альб–сеномане предшествовало образование мощной (до 2000 м) вулканогенно-терригенной нижней молассы в Нижнеамурском ареале, и на локальных участках – в Северо-Сихотэалинском ареале.

Во второй половине позднего мела в Восточно-Сихотэ-Алинском ВПП проявился мощный плутонический преимущественно гранитоидный магматизм. Такой же магматизм связан и с последующими циклами вулканизма – в палеоцене и эоцене. С позднемеловым и палеоценовым магматизмом в Эвурском и Нижнеамурском ареалах связано золотое оруденение, а в Северо-Сихотэалинском ареале – оловянное. В связи с эоценовыми интрузиями проявилось полиметаллическое и золотое оруденение.

В конце этого магматического этапа, вероятно, был сформирован общий морфоструктурный план территории.

Сахалинский геоблок. На Сахалине в позднемеловое время в Западно-Сахалинском прогибе непрерывное накопление терригенных осадков продолжалось от альба до дания включительно. Разрез имел цикличное строение, различное в южном, центральном и северном блоках. Различие заключается в том, что севернее широты Гастелло-Углегорск в разрезе морских, главным образом, тонкозернистых осадков появляются угленосные пакки и толщи прибрежных песчаников, количество которых возрастает в северном направлении и достигает максимума в Александровском районе. Максимумы транс-

грессий относятся к туронскому и кампанскому векам (тымовская, жонкиерская, красноярковская свиты). Вулканизм развит слабо, главным образом, это прослой туфов кислого и основного состава, количест-

во последних особенно велико в кампан-маастрихских отложениях центральной и северной части зоны. На большей части Центрально-Сахалинской зоны в поздне меловое время происходила пенепленизация [9].

Кремнистый режим осадконакопления в Восточно-Сахалинской зоне ввиду формирования Центрально-Сахалинского поднятия сменился терригенным с накоплением в основании уступов горизонтов гравитационных и тектоно-гравитационных олистостром (хойская свита). Из матрикса олистостром и отложений свиты выделены радиоларии позднего альба – сеномана и сеномана – турона [8, 13, 17]. Стабильность тектонического режима сжатия, обусловившего накопление олистостромовой толщи на протяжении позднего альба – турона способствовала интенсивным дислокациям в основании разреза, выразившимися в образовании напряженных изоклинальных складок, сквозного кливажа, сонаправленного с осевыми плоскостями складок и совпадающего на крыльях со слоистостью, развитие линейных зон полимиктового меланжа нижних частей разреза. Структурная перестройка захватила все комплексы океанической коры и рассматриваемая площадь в этот период (аккреционный) [49] являлась фронтальной частью активной континентальной окраины. Она включает ряд характерных тектонических элементов: поднятие невулканической дуги, субдукционный комплекс (гравитационные и тектоно-гравитационные микститы, флишоидные толщи, клинья чехла и верхнего слоя океанической коры), маркирующие в верхних структурных уровнях палеосейсмофокальную зону [49 ф].

В раннесенонское время территория развивалась в более спокойном тектоническом режиме и представляла собой эпиокеаническое окраинное море, восточным ограничением которого служила вулканическая островная дуга, располагавшаяся в пределах акватории Охотского моря. В западной части бассейна (верховья рек Тундровка, Пиленга, Мойга, Мал. Лангери и нижнем течение р. Лонгари) тектоногенные комплексы и тектоно-гравитационные микститы были перекрыты терригенной толщей с единичными признаками конседиментационных движений. В восточных районах окраинного бассейна, вблизи поднятия островной дуги, накапливался кремнисто-пирокластический комплекс осадков со спорадическими проявлениями (бассейн рек Длинная, Ягодная, Мал. Хузи) известково-щелочного андезитового вулканизма (богатинская свита), надстраивающий, по-видимому, кремнисто-терригенный комплекс чехла океанической коры. Признаки кампанских известково-щелочных вулканогенных формаций известны также в юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор [49 ф].

В раннесенонское – раннеэоценовое время рассматриваемая территория являлась частью области коллизии – столкновения альб – сеноманских аккреционных и островодужных сантон – кампанских структур, в результате которых произошло тектоническое совмещение поздне меловых структурно-формационных комплексов, формирование на месте окраинного бассейна Восточно-Сахалинского поднятия [13] и становление в центральной части Сахалина субконтинентальной коры переходного типа мощностью 32 км [18].

Этот этап целесообразно разделить на ранне – и позднеколлизионный подэтапы. В раннеколлизионный подэтап (поздний кампан – ранний палеоцен) проявились интенсивные процессы сучивания и обдукции с образованием чешуйчато-надвиговых структур вергентных в сторону континента. На верхних структурных уровнях в процессы надвигообразования были вовлечены как островодужные комплексы (богатинская и березовская свиты), так и комплексы, слагающие аккреционную призму (остринская и хойская свиты). Первые, вследствие площадного развития и низкой пластичности, были сорваны в виде крупных пластин и перемещались в западном направлении, формируя перед своим фронтом кампан – маастрихтские толщи флишоидных осадков с горизонтами олистостром (березовская свита). Аккреционные комплексы были интенсивно расчешуены в пластины и линейные наклонные блоки (верхние течения рек Пиленга, Венгери, Лонгари, Громова, Южная, Мелкая, Витница и др.). Глубокое заложение тектонических срывов обусловило вовлечение в процессы сучивания фрагментов дунит-гарцбургитового, габбро-перидотитового и эффузивно-кремнистого комплексов, включенных в многочисленные полимиктовые зоны раkitинского и, в меньшей мере, ивашкинского тектоногенных комплексов. На рассматриваемой территории пластины и блоки аккреционного комплекса разделены протяженными, сложно сопряженными взбросами, имеющими, по-видимому, листрический характер, и зонами полимиктового меланжа ивашкинского и раkitинского тектоногенных комплексов.

Раннеколлизионные движения охватили переходную зону как по латерали, так и на глубину, обусловив значительную тектоническую расслоенность разреза коры. Длительность и интенсивность однонаправленного сжатия способствовали структурно-вещественным преобразованиям аллохтонных литопластин, степень которых возрастала в направлении к фронту и основанию области сучивания. Дополнительными динамическими факторами являлись Централно-Сахалинское поднятие и, выходящая в основании области сучивания, палеосейсмофокальная зона. Перечисленные факторы привели к формированию региональной структурной и термодинамометаморфической зональности. На верхних структурных уровнях комплексы аккреционного и раннеколлизионного этапов развития были пронизаны кливажем восточно-северо-восточного падения, в наиболее мобильных зонах кливаж приобретал сквозной характер и сопровождался малоамплитудной складчатостью западной вергентности, осложняющей кливаж и складки восточной вергентности. Породы, вовлеченные в зону пластического течения, были преобразованы в зеленосланцевой фации. В пределах зоны пластического течения развиты своеобразные динамоструктуры и минеральные парагенезисы, с которыми связаны проявления золота.

Процесс динамометаморфизма продолжался до раннего палеоцена и завершился в зрелую стадию внедрением в обстановке разуплотнения вдоль шовной зоны серии гранитоидных тел первой фазы формирования Лангерийского плутонического комплекса и образованием субконтинентальной гранитно-метаморфической коры переходного типа. Эти процессы привели как к механическому перемещению ранее сформированных полезных ископаемых, так и, главным образом, ремобилизации рудного вещества из корового и под-

корового субстрата. Последнее обусловило формирование плутоногенного золотого оруденения, типичного для внутренних частей тихоокеанских переходных зон с субконтинентальной корой переходного типа [46]. Широкое развитие инъективных дислокаций в период становления первой фазы гранитоидного комплекса сопровождалось формированием плутоно-купольных структур, осложнивших термодинамометаморфическую зональность. Повышенный тепловой поток во фронте массивов способствовал разогреву надинтрузивных пород и образованию ореола ороговикованных пород. Процесс формирования лангерийского плутонического комплекса завершился в эоцене внедрением серии даек (вторая фаза), и развитием многочисленных разрывных нарушений вдоль которых были сформирована большая часть проявлений и пунктов минерализации золота золоторудного кварцевого типа.

В Центрально-Сахалинской зоне в палеоцене возникла система грабенов: вдоль Центрально-Сахалинского глубинного разлома, начал формироваться Центрально-Сахалинский грабен-синклиной.

Площадь, соответствующая акватории Татарского пролива, в позднем мелу-палеоцене – это зона перехода от окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса к преддуговой террасе и проксимальным частям Западно-Сахалинского турбидитового бассейна континентального склона.

Кайнозойский этап (альпийский) тектогенеза в Амурском геоблоке начался в начале миоцена. В районе, как и на всей территории Восточной Азии, в условиях дифференцированных блоковых движений происходило заложение рифтогенных впадин-грабенов, заполнявшихся угленосной молассой. Впадины приурочены к разломам в докайнозойском фундаменте в основном северо-восточного простирания.

Наиболее крупная впадина – Удиль-Кизинская на начальном этапе (очевидно, в эоцене–олигоцене) представляла собой систему сопряженных, местами разобщенных впадин-грабенов, которые в миоцене, но в основном в плиоцене–раннем неоплейстоцене постепенно слились в единую впадину.

В среднем–позднем миоцене рифтогенез сопровождался субщелочным базальтовым вулканизмом, а в плиоцене–раннем неоплейстоцене – толеитовым, охватившими на территории большие площади вдоль Татарского пролива. В раннем неоплейстоцене вулканизм в районе завершился излиянием щелочных базальтоидов на небольших участках Совгаванского плато.

В раннем неоплейстоцене процессы рифтогенеза затухают, во впадинах образуются аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины, обрамляющие их горные сооружения начали испытывать воздымание, рельеф стал приобретать современные черты.

В настоящее время район тектонически активен, что выражается в росте горных сооружений, землетрясениях умеренной силы и активизацией разломов в докайнозойском фундаменте.

Сахалинский геоблок. В разрезе кайнозоя Сахалина выделяются два крупных цикла осадконакопления. Каждый из них начинается угленосными отложениями, которые сменяются мелководными морскими и заканчиваются глубоководными морскими, часто кремнистыми, породами. Начало первого цикла охватывает палеоцен-эоценовое время, а конец – олигоцен-

раннемиоценовое. Второй цикл начинается в среднем миоцене и завершается в раннем плиоцене. С началом каждого цикла связана тектоническая активизация и вулканизм. В периоды относительного покоя в центральных частях прогибов наблюдаются полные разрезы с согласным залеганием составляющих его свит, в краевых же частях этих бассейнов нередко наблюдаются лишь отдельные свиты, залегающие на подстилающих образованиях трансгрессивно. Тектоническая активизация наблюдается на границах мелапалеогена, нижнего-среднего миоцена и нижнего-верхнего плиоцена. В среднем миоцене произошло резкое погружение обширных участков дна в Татарской и Присахалинской зонах, что, возможно, и вызвало частичное осушение островной территории, где при продолжавшемся опускании стали накапливаться континентальные угленосные образования. На этом рубеже активизировались уже имевшиеся разломы и возникли новые. Полностью сформировался Центрально-Сахалинский грабен-синклинорий, где в процесс осадконакопления была вовлечена его восточная часть. В Восточно-Сахалинской зоне получила мощное развитие сеть правых сдвигов, с которыми связывается образование грабенов и вулканических центров в участках растяжения. В сдвиговых зонах, особенно в местах пересечения их с более древними разломами северо-западного простирания, известны проявления золота, ртути, сурьмы и мышьяка. Плиоценовая активизация сопровождалась надвиговыми движениями со стороны материка, в результате чего структура меланжевых образований приобрела современный план.

В зоне Центрально-Сахалинского разлома на значительном протяжении развиты надвиги мела на отложения кайнозоя. В Восточно-Сахалинской зоне также возобновились сдвиговые подвиги, которые нередко контролируют газонефтяные месторождения, приуроченные к антиклинальным складкам волочения в отложениях неогена.

В конце эоцена-олигоцена – сочетание взаимосвязанных обстановок, наложенных на эоценовый линейный синколлизийный прогиб Западного Сахалина: на юго-западе региона – прото-Японская островная дуга с междуговым прогибом, а к северо-западу от дуги – задуговой инициальный рифтинг.

Структура Татарского пролива образована тремя осадочными бассейнами: Северо-Татарским, Южно-Татарским и Исикари-западно-Сахалинским. Первые два имеют рифтогенную природу и заложены в конце эоцена-начале олигоцена, испытав три фазы тектоно-магматической активности и синхронного прогибания: поздний эоцен(?)-олигоцен, ранний-начало среднего миоцена, поздний миоцен-ранний плиоцен.

Исикари-Западно-Сахалинский ОБ унаследовал западную часть мелапалеоценового прогиба континентальной окраины и эволюционировал от шовного синколлизийного прогиба в эоцене до междугового прогиба в позднем эоцене-раннем миоцене и системы присдвиговых трогов и антиклинальных зон в позднем миоцене-квартере.

Рифтогенные ОБ состоят из кулисовидных, асимметричных, грабенообразных прогибов северо-восточной ориентировки, выраженных по поверхности акустического фундамента и разделенных вулкано-тектоническими поднятиями раннего заложения. Южно-Татарский бассейн образован Тер-

нейским и Ольги прогибами, разделенными подводным Лопатинским вулканическим плато. Северо-Татарский бассейн включает (с юга на север) Успенский, Ламанонский, Лесогорский, Александровский прогибы и ряд более мелких грабенов в приматериковой части пролива. Асимметрия прогибов определяется пологими северо-западными и крутыми юго-восточными бортами, которые сформированы вдоль крупноамплитудных сбросов и сбросо-сдвигов, определяющих позицию долгоживущих депоцентров пригибания. Позднемиоцен-плиоценовые синклиналильные зоны подчинены субмеридиональному простиранию, отражая геодинамику рифтогенной системы и дифференцированные движения вдоль зоны Западно-Сахалинского разлома. Мощность осадочного выполнения в рифтогенных прогибах достигает 8-9 км в Южно-Татарском и 6-7,5 км – в Северо-Татарском ОБ.

Вдоль плечей и на сочленении рифтогенных структур развиты конседиментационные вулканотектонические поднятия олигоцен-раннемиоценового возраста, влияющие на мощности и фациальный состав синхронных и перекрывающих осадочных комплексов. В южной части Северо-Татарского ОБ установлены позднемиоценовые вулканические субаквальные структуры [312].

В неогене – на площади акватории Татарского пролива – пульсационное раскрытие Японско-Татарского рифта в режиме рассеянного спрединга с пиками тектоно-магматической активности в раннем миоцене и позднем миоцене-плиоцене, осложненное в позднюю фазу транспрессионными движениями и инверсией осадочных бассейнов в присахалинской части.

Охотоморский шельф. Осадочный чехол Северо-Сахалинского осадочного бассейна, частью которого является шельф, сложен отложениями кайнозоя, которые несогласно залегают на эродированной поверхности акустического фундамента, мощность осадочного чехла в пределах листа достигает 8 км. Осадочный чехол представлен в нижней части толщи континентальными отложениями с туфами в верхней части люкаминского ССК, тонкие прослои туфов отмечаются и в залегающем выше мачигаро-даехуринском ССК.

После палеогенового времени тектоническая активность и вулканическая деятельность были слабыми, на границе палеогена-нижнего миоцена произошло воздымание Сихотэ-Алиня, которое сопровождалось вспышкой тектоно-магматической активности в регионе, что привело к изменению условий осадконакопления в бассейне [Геология и полезные ..., 2005]. Все особенности формирования неогенового осадочного покрова в бассейне связаны с появлением крупной водной артерии – палео-Амура. Вынос палео-Амуром огромного количества обломочного материала привел к полосовому распространению литофаций одного типа, резким фациальным замещениями и смещению депоцентров на восток. На крайнем севере в верхней части уйнинско-дагинского ССК отложения приобретают проградационное строение, указывающее на продвижение дельты в условиях значительной крутизны берегового склона (см. главу стратиграфия, раздел, посвященный характеристике Северо-Сахалинской СФЗ отчета). В среднем-позднем миоцене накапливались относительно глубоководные отложения: в Лунском и Пограничном районах осадки этого возраста представлены морскими диатомовыми алевритоглинистыми отложениями. Ранний-средний миоцен в Северо-Сахалинском

бассейне сопровождался вспышкой конседиментационных складчато-блоковых движений, в результате которых проявились многочисленные конседиментационные разломы. Общий подъем территории Сахалина начался в позднем плиocene-плейстоцене, при этом на шельфе Северного Сахалина накапливались осадки, характерные для краевых частей бассейна.

Южно-Сахалинский осадочный бассейн. (Залив Терпения). Шельф залива Терпения представляет собой краевую часть бассейна и включает в себя также прогиб Поронайской низменности. Прогиб на суше имеет асимметричное строение, с запада он ограничен Центрально-Сахалинским разломом, при движении на юго-восток прогиб расширяется и занимает полностью залив Терпения. В пределах залива выделяются синклинальные зоны (троги), где мощность осадочных образований достигает 4 км, тогда как на разделяющих их поднятиях фундамента она сокращается до 0,5- 1,0 км [36А] акустического фундамента и сложен в основании олигоцен-нижнемиоценовыми вулканогенно-осадочными отложениями, развитыми фрагментарно и заполняющими впадины. Средний-верхний миоцен представлен, в основном, осадками прибрежно-морского генезиса [36А], а отложения верхнего помырско-дерюгинского ССК - морскими флювиальными и ундальювиальными отложениями.

История развития акватории в четвертичный период. Образование осадочных толщ на шельфе и материковом склоне в четвертичное время происходило на фоне глобальных изменений климата, сопровождавшихся дифференцированными тектоническими движениями активной континентальной окраины. Четвертичный осадочный чехол делится на две части: нижнюю, образованную отложениями от эоплейстоценового до средне-неоплейстоценового возраста включительно, локализованными в тектонических впадинах верхней зоны шельфа, и верхнюю, представляющую собой поздннеоплейстоцен-голоценовый осадочный покров, несогласно перекрывающий более древние четвертичные образования впадин [164].

Формирование осадков эоплейстоцен-среднеоплейстоценового возраста произошло в условиях интенсивного тектонического воздымания (общая амплитуда поднятия от современного уровня до 120 м) и сопровождалось образованием серии высоких морских террас на побережье Сахалина (рис.) [85].

Поздннеоплейстоцен-голоценовый осадочный покров формировался на фоне более медленных движений как поднимающихся, так и опускающихся блоков. Уровень моря на максимуме трансгрессии, которая сопоставляется с основным оптимумом ресс-вюрма, достигал +10-12 м [85, 139, 141]. Трансгрессивно-регрессивные циклы на шельфах Японского и Охотского морей в позднем неоплейстоцене и голоцене связаны с эвстатическими колебаниями уровня моря, дифференцированными движениями отдельных блоков, происходившими на фоне общего погружения материковой окраины. Отложения поздннеоплейстоцен-голоценового возраста формировались в процессе трех трансгрессивных циклов (Казанцевская или Хасанская, Каргинская или Приморская, и Тихоокеанская трансгрессии), разделенных двумя регрессиями. Казанская (Q_{III}^1) и Каргинская (Q_{III}^3) трансгрессии происходили в позднем неоплейстоцене. Последняя трансгрессия - Тихоокеанская (Н) началась около

16,5 тыс. лет назад и на значительной части акватории развивалась стадийно [164].

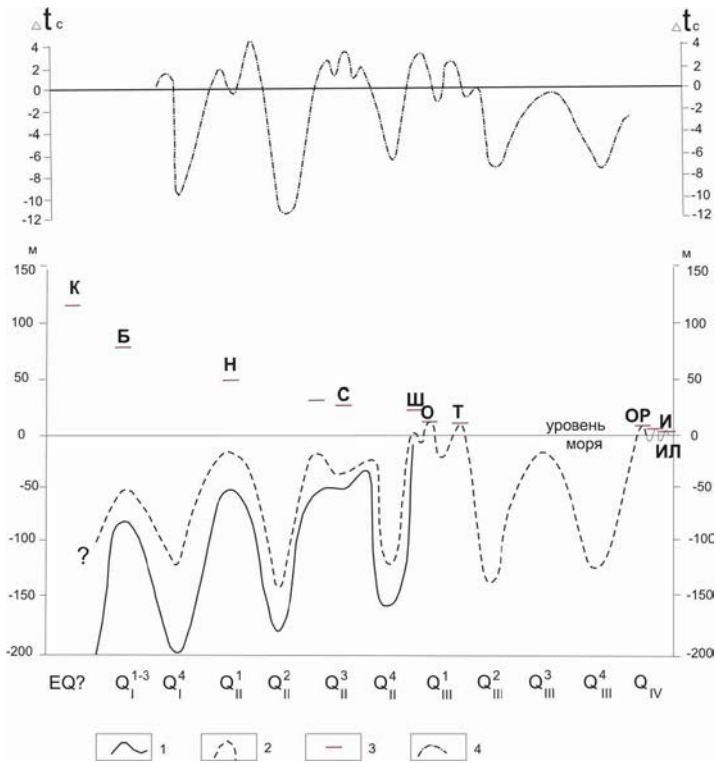


Рис. 6.1. Сопряженный график климатических изменений и колебаний уровня моря в четвертичное время для прибрежной зоны о-ва Сахалин.

Кривые колебания уровня моря: 1 – северо-западный шельф Японского моря (Мечетин, 1988), 2 – сахалинский шельф, 3 – морские террасы (К – каменная, Б – бошняковская, Н – надеждинская, С – сергеевская. Ш – шахтерская, О – ольшанская, Т – тауровская, ОР – орокезская, И – изылметьевская, ИЛ – ильинская); 4 – палеотемпературная кривая по данным изучения диатомей [85].

7. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа характеризуется сложным рельефом. И на материке и на Сахалине преобладают горы, равнины занимают меньшие площади и приурочены к межгорным и внутригорным впадинам.

Материковая суша территории листа охватывает осевую часть хребта Сихотэ-Алинь с его западными и восточными отрогами, южную часть Удиль-Кизинской впадины и низкогорные плато побережья Татарского пролива. Северо-восточная часть территории характеризуется слаборасчлененным увалистым низкогорным (250–600 м) слабо расчлененным рельефом. Этой же территории принадлежит вытянутая в северо-восточном направлении обширная аккумулятивная равнина Удиль-Кизинской впадины, по которой протекает р. Амур. В юго-западном направлении рельеф постепенно сменяется среднегорным, резкорасчлененным, с абсолютными высотными отметками от 800 до 1955 м., а на крайнем юго-западе – высокогорным с самой высокой вершиной Сихотэ-Алиня – г. Тардоки-Яни абсолютной высотой 2090 м. Восточную прибрежную часть района в виде широкой полосы, протягивающейся вдоль побережья Татарского пролива, занимает средневысотный сильно расчлененный рельеф, созданный в процессе домиоценовых вулканических извержений, и молодой слаборасчлененный рельеф Совгаванского, Тумнинского и Кизинского вулканических плато.

Поверхность Удиль-Кизинской впадины представляет собой озерно-аллювиальную равнину с абсолютными высотами от 10 до 30 м, заболоченную, с массой мелких озер, многочисленных проток, извилистых слабо выраженных русел небольших водотоков, устья которых теряются в болотах. Северо-западная и восточная части низменности заняты крупными озерами – Удиль, Кади, Бол. Кизи, Мал. Кизи и др. Характерно, что на окраинах этой аккумулятивной равнины отсутствуют явно выраженные террасы, что свидетельствует о периодических катастрофических разливах Амура, которые затопливают всю его долину и впадину. В долинах наиболее крупных притоков – рек Яй, Кади, Лимури и др., террасы первого уровня также слабо выражены и не имеют отчетливых уступов и перегибов. Долины широкие, ровные и заболоченные. Здесь же вдоль побережья Татарского пролива протягивается и практически теряется северная часть главного Сихотэ-Алинского хребта, который опускается до минимальных высот – 100–200 м, и протягивается узкой пологохолмистой полосой между оз. Бол. Кизи и Татарским проливом.

Восточная часть материковой суши принадлежит Восточно-Сихотэ-Алинскому вулканическому поясу, который сформирован эоцен–олигоценными, миоценовыми и плиоцен–неоплейстоценовыми излияниями

базальтоидов, значительно переработанный эрозионно-денудационными процессами. Реликты конусов многочисленных вулканических аппаратов, особенно сохранившихся в северной части, отчетливо выражаются в рельефе округлыми очертаниями возвышенностей, часто с отпрепарированными останцами неков на вершинах, и подчеркнуты радиально расположенными эрозионными ложбинами. Вершины гор здесь куполовидные, водоразделы широкие, плавные, с часто заболоченными седловинами. Южнее вдоль побережья рельеф становится все более возвышенным, расчлененным и крутосклонным, предопределенным интенсивной эрозией и денудацией вулканогенных образований, с плоскими или остроконечными вершинами и крутыми бортами долин водотоков, а также реликтами островершинных и крутосклонных, разрушенных комплексной денудацией, конусов и кальдер палеоэоценовых и эоцен-олигоценовых стратовулканов. На юге обособленно выделяется молодой вулканогенный рельеф, известный под собственным названием – Совгаванское вулканическое плато, созданный излияниями плиоцен–ранннеоплейстоценовых базальтов одноименной свиты и частично ванинской толщи. Плато представляет собой равнину пологонаклоненную к побережью и прорезанную глубокими извилистыми каньенообразными долинами водотоков, истоки которых выражены совершенно неотчетливо. На поверхности плато пологими возвышениями слабо проявляются центры излияний базальтов трещинного типа – горы Лысая, Комку, Санку и др, а также отдельные лавовые потоки. В восточной части плато, ближе к побережью, выделяется подковообразная возвышенность (Уйские высоты) округлых очертаний с пологими внешними склонами и более крутыми внутренними, которая является реликтовой кальдерой эоцен-олигоценового Уйского палеовулкана. Практически вся береговая полоса Татарского пролива с севера на юг имеет высокие (5–60 м) обрывистые берега созданные абразивной морской деятельностью. И только базальты Совгаванского вулканического плато полого спускаются в воды пролива. К западу рельеф территории ярусобразно повышается от низкогорного до среднегорного резкорасчлененного с максимальными высотами 1200–1955 м. Здесь вершины гор становятся заостренными, водоразделы узкими, а склоны крутыми и очень крутыми. На юго-западе высится высокогорный массив Тардоки-Яни с реликтами ледниковых цирков и остатками донной морены.

В пределах материковой суши территории листа выделяются три генетические категории рельефа: выработанный, вулканогенный и аккумулятивный.

В орографическом плане островная суша включает в себя следующие крупные формы мезорельефа: Восточно-Сахалинские горы, Западно-Сахалинские горы, разделяющую их Тымь – Поронайскую межгорную депрессию, южное окончание Северо-Сахалинской возвышенной равнины.

Восточно-Сахалинские горы занимают восточную часть листа от широты Набильского залива до п-ова Терпения и представлены двумя главными субмеридионально вытянутыми Набильским и Центральным хребтами и серией разноориентированных более мелких отрогов (Стланиковский, Нагорный, Выразительный, Междуречный и др.). Максимальная горная вершина г. Лопатина (1609 м) расположена в центральной части горной системы. В районе этого горного узла сходятся Набильский и Луньский хребты. Многие горные

вершины в этой части имеют отметки до 1300-1400 м. В южном направлении они понижаются до 600-800 м. По абсолютным отметкам и степени расчленения Восточные горы относятся к сильно расчлененному низкогорью. Относительные превышения здесь достигают 400-500 м. Гидросеть в районе горного узла с г. Лопатина имеет центробежный рисунок, в южном направлении он становится хаотичным. Наибольшее распространение в Восточно-Сахалинских горах имеет выработанный структурно-денудационный рельеф.

Наиболее крупной орографической единицей Западно-Сахалинских гор на площади является Камышовый хребет, вытянутый в субмеридиональном направлении от южной до северной рамки листа. Абсолютные отметки Камышового хребта в основном не превышают 800-900 м. Отметки, превышающие 1000 м имеют отдельные горные вершины (гора Журавлева – 1325 м, г. Белова – 1131 м, г. Подлесье – 1155 м, г. Краснова – 1093 м и др.), приуроченные к осевой зоне хребта. Субпараллельно Камышовому хребту вытянуты более мелкие горные гряды: Агенский, Горелый, Онорский, Поронайская цепь, Лесогорский и др. Обособленное положение в системе Западно-Сахалинских гор занимают горные сооружения п-ова Ламанон. Здесь над поверхностью расчлененного базальтового плато возвышается группа круто-склонных конических вершин, обозованных экстрюзиями дацитов.

Западно-Сахалинские и Восточно-Сахалинские горы разделяет Тымь – Поронайская депрессия, ширина которой в приустьевой части р. Поронай превышает 80 км. Абсолютные отметки ее не превышают 150 м. В долине р. Поронай значительные площади заняты болотами.

Северная часть листа представляет собой южное окончание Северо-Сахалинской возвышенной равнины, которая представляет собой холмисто-увалистую поверхность, с абсолютными отметками 150-250 м. Н фоне общей равнинности к востоку и западу от долины реки Ныш выделяются хребты Зеленый и Дагинский, которые являются северными погружениями соответственно Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор. В пределах хребтов абсолютные отметки достигают 300-500 м

Современный облик рельефа площади листа характеризуется широким развитием разнообразных морфогенетических типов и форм. Сформирован он в результате взаимодействия экзогенных процессов, воздействие которых мы наблюдаем и в настоящее время и эндогенных факторов, к которым можно отнести: состав пород, степень их литификации, метаморфизации и дислоцированности, наличие вулканических и интрузивных пород, интенсивность складчатой и разрывной тектоники, знака и скорости неотектонических движений. Активность экзогенных процессов (эрозия, денудация и аккумуляция) зависит от энергетического потенциала рельефа и климатических факторов.

Взаимосвязь рельефа со структурными особенностями и тектонической активностью находит прямое соответствие крупных орографических элементов структурам высокого порядка. Кроме того, молодые поднятия, несомненно, явились решающими в распределении категорий и типов рельефа по площади, что отчетливо отражено в проявлении интенсивной глубинной эрозии в центральных частях складчатых, горстовых и вулканических горных подня-

тий, процессов дефлюкции и аккумуляции на бортах и в центральных частях тектонических депрессий.

Различия в литологическом составе горных пород, степень их литификации и метаморфизма также создали предпосылки для дифференцированного проявления комплекса деструктивных экзогенных рельефообразующих процессов. Так, на большей части площади листа в поле развития устойчивых к разрушению мезозойских пород возник приподнятый, глубоко расчлененный крутосклонный рельеф; на неогеновых отложениях менее устойчивых к процессам деструкции сформирован сглаженный, холмисто-увалистый, низкогорный рельеф. С другой стороны, различная устойчивость к разрушению пород отразилась в образовании различно ориентированных отрогов, отходящих от главных водоразделов и не связанных со структурными особенностями территории.

На основании учета взаимодействия перечисленных факторов в пределах островной суши выделены следующие категории рельефа: вулканогенный, выработанный, эрозионно-аккумулятивный, абразионно-аккумулятивный и аккумулятивный, показанных на геоморфологической схеме.

Большая часть акватории в пределах листа расположена на шельфе, который на юге Татарского прогиба сменяется вначале континентальным склоном, а затем впадиной Татарского пролива (рис.), являющейся северным продолжением дна Центральной котловины Японского моря [183, 47, Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение), Серия Дальневосточная. Лист К- (52), 53 (Владивосток), СПб, 2011; Липкин, 1973].

Материковый шельф Татарского пролива имеет ширину от 40 до 50 км, угол наклона поверхности в среднем – $0,2^{\circ}$, ближе к берегу до 1° (рис.), профиль, как правило, вогнутый. Для этого участка шельфа характерны формы абразионного и аккумулятивного происхождения, а вблизи берега наблюдаются реликтовые субазральные затопленные формы рельефа: полужанесенные речные долины, разделяющие их водораздельные возвышенности, затопленные абразионные уступы, фиксирующие древние береговые линии и затопленные береговые валы [Липкин, 1973; Прокудин, 1993ф].

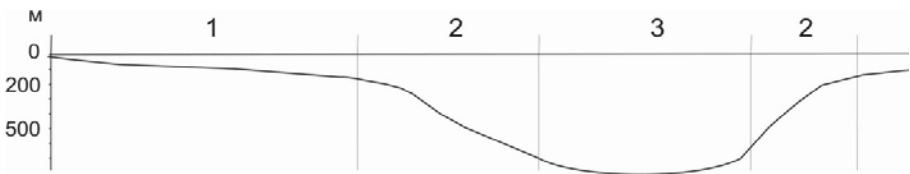


Рис. 7.1. . Орографический профиль Татарского пролива: 1 – шельф, 2 – континентальный склон, 3 – впадина Татарского прогиба.

По сравнению с материковым островной шельф более узкий (от 10 до 50 км), его средняя ширина около 30 км, углы наклонов здесь несколько больше, и варьируют от $0,2^{\circ}$ до $1,3^{\circ}$; дно ровное. На подводном береговом склоне иногда отмечаются реликтовые формы рельефа (затопленные клифы и речные

долины, а также отпрепарированные течениями узкие гряды, подчеркивающие складчатую структуру шельфа) [Липкин, 1973].

В северной части Татарского пролива материковый шельф, примыкающий к Сихотэ-Алиню, и островной сахалинский объединяются в единый, ширина которого достигает 125 км, а средние углы наклона около $0,2^{\circ}$. Поверхность шельфа осложнена подводными ложбинами, абразионными уступами и затопленными береговыми валами.

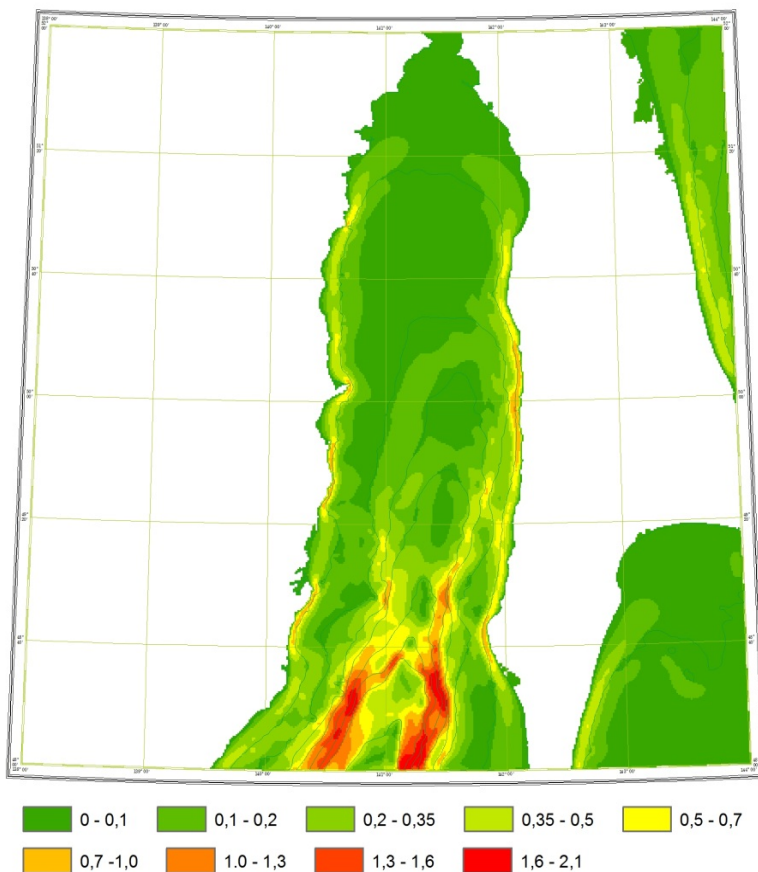


Рис. 7.2 . Схема углов наклона поверхности дна (в градусах).

Континентальный склон с запада и востока обрамляет впадину Татарского пролива, выклиниваясь около 49° с.ш., бровка шельфа расположена на глубинах 200-230 м. Полого-наклонные поверхности при средней ширине около 30 км имеют уклон $1,3-2,1^{\circ}$, на отдельных участках крутизна склонов достигает $8-10^{\circ}$ [Липкин, 1973]. Склоны осложнены подводными оползнями и эрозийными ложбинами [Государственная геологическая карта РФ (новое поколение), лист М-(53), 54, (55), 1994]. Впадина Татарского пролива, расположенная в его южной части, имеет ширину до 40 км и является зоной нефелоидно-

го накопления осадков. Дно ровное, со слабым уклоном, дно впадины полого поднимается к вершине пролива (рис.).

На юге и северо-востоке листа островной шельф имеет ширину до 60-150 км с отчетливо выраженной бровкой на глубинах 100-190 м, расположенной за восточной рамкой листа. Наиболее широкий шельф отмечается в заливе Терпения (до 100 км в пределах листа), углы наклона здесь обычно $0,1-0,35^{\circ}$. Реликтовые формы рельефа в заливе Терпения (затопленные речные долины, образующие сложную систему, а также гряды устойчивых горных пород) сформированы под воздействием экзогенных процессов. Островной шельф на северо-востоке акватории листа более узкий по сравнению с шельфом залива Терпения, характеризуется выровненной поверхностью, уклоны шельфа не превышают $0,2-0,35^{\circ}$. Здесь также широко распространены реликтовые формы рельефа, представленные часто не выражающимися в масштабе карты подводными долинами, валами и террасами на подводном береговом склоне Сахалина [194].

Характерным образованием для прибрежного шельфа являются абразионные останцы (островки, скалы, рифы), получившие на Дальнем Востоке название кекуров и образующиеся на побережьях, сложенных наиболее прочными породами. Кекуры маркируют древнее положение береговой линии и служат реперами для оценки динамики береговой зоны. Кекуры, представляющие опасность для прибрежного плавания, являются наиболее привлекательными для туризма природными объектами ввиду их живописности и богатства и разнообразия подводного мира окружающего их мелководья, некоторые из них отнесены к памятникам природы и охраняются государством [Атлас береговой зоны Сахалина, 2002].

Ведущая роль при формировании рельефа морского дна отводится экзогенным процессам (аккумулятивно-абразионное выравнивание, оползни и процессы интенсивной аккумуляции на склонах, а также формы размыва и аккумуляции в зонах течений) [194].

Генетические группы рельефа дна представлены денудационной, денудационно-аккумулятивной и аккумулятивной группами.

Сквозными генетическими группами рельефа для всей территории листа являются выработанный, вулканогенный, аккумулятивный рельеф и их разновидности.

Выработанный рельеф. В его составе в пределах материковой суши выделены две генетические группы –структурно-денудационный и денудационный рельеф.

Структурно-денудационный рельеф распространен практически на всей территории, кроме северо-востока, и представлен субгоризонтальными и наклонными литоморфными поверхностями.

Поверхности, предопределенные препарировкой интрузивных тел (N_2-Q_1) сформировались на гранитоидах Тумнинского, Горбиллинского, Колбинского, Хунгарийского, Тардоки-Янинского, Гобиллинского, Хуту-Джаурского, Иолийского, Дякоманского и других более мелких массивах. Абсолютные отметки их вершинных поверхностей колеблются в пределах 800–2090 м, а относительные превышения составляют 200–1650 м. Продольный профиль склонов в основном выпуклый, реже прямой, крутизна их составляет $10-30^{\circ}$.

Вершины куполовидные, сглаженные, склоны привершинных поверхностей пологие вверх, резко увеличивают свою крутизну книзу. Исключение составляет массив Гардоки-Яни, где вершины заостренные с очень крутыми эродированными склонами. На склонах часто образуются уступы солифлюкционных террас с почти ровными или слабоволнистыми поверхностями шириной до 500 м и некрутыми уступами высотой от 0,5 до 2 м. Гранулометрический состав обломков на склонах отпрепарированных интрузивов зависит от устойчивости к выветриванию слагающих его пород. На склонах и вершинных поверхностях крупно-среднезернистых гранитов обломочный материал представлен обычно крупнозернистым песком и мелкой дресвой, а на массивах сложенных более устойчивыми гранодиоритами, монцонитами и диоритами - глыбовыми и крупноглыбовыми развалами. На склонах и привершинных поверхностях часто возвышаются денудационные останцы более крепких мелкозернистых гранитов и даек. На некоторых массивах (Гобиллинском, Хребтовом, Сандинском) денудационные останцы образуют цепочки в виде островерхих скалистых хребтов высотой 3–14 м. Эрозионная расчлененность склонов в приводораздельных частях массивов обычно слабая, неглубокая. Форма долин водотоков в верховьях V-образная с крутым тальвегом, в среднем и нижнем течении часто с уступами и небольшими водопадами предопределенными накоплением глыбового материала, в нижней части нередко асимметричная. Асимметрия проявлена обычно при заложении водотоков вдоль контактов интрузива с вмещающими породами. При этом склоны, сложенные осадочными породами, обычно более крутые, прямые и густорасчлененные. По этим признакам интрузивные массивы хорошо дешифрируются на аэро- и космоснимках.

Денудационный рельеф является основным в горной области. В его составе преобладают эрозионные, эрозионно-денудационные и денудационно-солифлюкционные склоны междуречий и бортов речных долин, а также поверхности денудационного выравнивания и пологие склоны. Начало формирования денудационного рельефа приходится, вероятно, на рубеж плиоцена и квартала.

Эрозионные склоны крутые (более 25°) существенно переработанные солифлюкционными и обвальными-осыпными процессами распространены в наиболее высоких привершинных частях водоразделов и на бортах каньонных водотоков. Чаще всего они формируются в обрамлении отпрепарированных интрузивов. Доминирующим в их образовании является процесс эрозии временными водотоками от таяния снегов, многолетней мерзлоты и атмосферных осадков. Долины водотоков прямые на всем своем протяжении, невзирая на разный литологический состав пересекаемых ими пород, имеют глубокий V-образный профиль. В бортах водотоков как правило встречаются промытые обнажения коренных пород, а в устье накапливаются конусы выноса. В верхних частях склонов часты глыбовые развалы и щебнистые осыпи. Подобные склоны характерны также для бортов водотоков прорезающих вулканогенные образования и бронированные платобазальтами. Крутизна их достигает 40° и зачастую здесь образуются вертикальные стенки отрыва обвалов и блоков отседания с накоплением дефлюксия у подножий.

Эрозионно-денудационные склоны средней крутизны (15–25°), созданные комплексной денудацией занимают доминирующее положение и развиваются на всех видах пород независимо от их петрографической принадлежности на высотах 500-1100 м. В их создании принимает участие весь комплекс процессов - разрушение в результате физического выветривания, сезонного промерзания, делювиального поверхностного смыва и медленного оползания грунтов. Склоны обычно залесены, с немногочисленными поперечными оползневыми уступами и накоплением делювиальных шлейфов у подножий, за счет чего они приобретают вогнутый профиль. Эрозионные ложбины извилисты, с многочисленными боковыми распадками, небольшими порогами и уступами, которые образуются на границах пород с различной прочностью или в местах пересечений их тектоническими нарушениями. Склоны средней крутизны, развивающиеся на более высоких отметках в привершинной части водоразделов на интрузивах как правило выпуклые, с курумами и осыпями, а в области распространения терригенных образований прямые интенсивно расчлененные с делювиальным чехлом, закрепленные густой растительностью. В их создании преобладающую роль имеет мерзлотные процессы, солифлюкция и делювиальный смыв.

Денудационно-солифлюкционные пологие (5–15°) поверхности, созданные процессами комплексной денудации и солифлюкции, характерны для северо-восточной части территории, где преобладают низкогорье и процессы сезонной и многолетней мерзлоты. На этих поверхностях практически очень слабый эрозионный рисунок, грядки между распадками сглажены, днища распадков невыражены, имеют корытообразную форму, почти лишены обломочного материала, а водоразделы плавно переходят в склон. Многолетняя мерзлота и глубокое сезонное промораживание обуславливают интенсивное разрушение горных пород и отложения таких склонов состоят в основном из мелкоземы мощностью в несколько метров практически без примеси крупно-обломочного материала.

Денудационные субгоризонтальные поверхности выравнивания и пологие (0–5°) склоны, созданные процессами длительного плоскостного смыва, солифлюкции и комплексной денудации, распространены в основном в области приводораздельных пространств, развитых на гранитоидных массивах, в межгорных впадинах и остатках отпрепарированных вулканических покровов. Для первых характерна выпуклая поверхность на вершинных и привершинных поверхностях интрузивов, где в процессе денудации образуются мелкощепнистые и глыбовые элювиальные образования с частыми высокими (до 17 м) денудационными останцами коренных пород, преимущественно гранитов и гранодиоритов. Вогнутые слабонаклонные поверхности характерны для бортов и днищ межгорных впадин, где накапливается мелкообломочный делювиальный материал большой мощности. Здесь склоны залесены, сглажены, без эрозионных ложбин, а днища впадин заболочены. На реликтах отпрепарированных вулканических покровов рельеф плоский, с практически горизонтальными или слабонаклонными площадками. Элювий имеет большую мощность, мелкоземистый без примеси щебнистого материала. Ограничены такие поверхности от склонов обычно резковыраженными бровками уступов.

Категория выработанного рельефа островной суши охватывает большую часть площади Сахалина. Она сформирована при взаимодействии комплекса экзогенных процессов. В зависимости от преобладания того или иного из этих процессов выделяются следующие его типы: структурно-денудационный, денудационный, денудационно-эрозионный и эрозионно-денудационный.

Структурно-денудационный рельеф. Этот тип рельефа занимает значительную площадь листа. Сформирован он комплексом денудационных процессов, препарирующих складчатые сооружения главного мелового поля Сахалина в Западно-Сахалинских горах, тектонизированные меловые отложения, олистостромы и зоны меланжа Восточно-Сахалинских гор, а также отпрепарированные выходы интрузивных тел. Границы этого рельефа с денудационным и эрозионным типами в основном плавные, постепенные. Однако, вдоль крупных тектонических нарушений, ограничивающих опущенные блоки, они отчетливо проводятся по тектонически-предопределенным уступам, по разные стороны которых отчетливо заметны резкие перепады отметок горных вершин.

По морфоструктурным особенностям и характеру денудационных процессов в этом типе рельефа выделяются четыре подтипа.

Склоны горных гряд и возвышенностей, предопределенные растущими складчатыми структурами (3). Эта категория рельефа имеет ограниченное распространение в северной части листа. К нему отнесены растущие антиклинальные поднятия в южной части Северо-Сахалинской возвышенной равнины и сформированные неотектоническими процессами положительного знака четвертичного времени, унаследованными с неогена. Это хребет Зеленый, южное окончание гор Даги и небольшие поднятия к северу от реки Тымь. Для этого типа рельефа характерно совпадение элементов орографии с простираем складчатых структур. Максимальная абсолютная отметка на горах Даги достигает 599 м (г. Даахуриа). На хребте Зеленом она не превышает 250 метров. Склоны в горах Даги средней крутизны (до 15°), реже крутые (более 15°), прямые. На хребте Зеленом, в основном, пологие, прямые и слабовыпуклые. Водоразделы на выходах слабо литифицированных песков и алевритов относительно широкие, на выходах на поверхность песчаников узкие. Переход к денудационному рельефу происходит плавно. Начало формирования этого рельефа связано с сахалинской фазой складчатости и охватывает интервал времени от позднего плейстоцена до настоящего времени.

Неотектонические процессы положительного знака, в результате которых он сформирован, происходят и в настоящее время. Об этом свидетельствуют продолжающиеся землетрясения, связанные с активизацией зоны Хоккайдо-Сахалинского регионального разлома, ограничивающего с востока этот рельеф. Наиболее крупное из них, Нефтегорское, магнитудой 9 баллов по шкале Рихтера, произошло 27-28 мая 1995 года, полностью разрушившее поселок Нефтегорск и унесшее жизни около 2000 человек.

Низкогорный рельеф, предопределенный древними складчатыми структурами (4). Этот рельеф сформирован на сложно - складчатых сооружениях мезозойского и кайнозойского возраста Западно-Сахалинских гор. Он представляет собой серию линейно вытянутых горных гряд, совпадающих с генераль-

ным простираем складчатости и характеризующийся узкими водораздельными гребнями, крутыми и средней крутизны склонами (15-30°). Крутизна склонов определяется литологическим составом пород, на которых сформирован этот рельеф. Наиболее крутые склоны обычно формируются на более устойчивых к процессам денудации выходах песчаных пород найбинской, побединской, верблюжегорской и красноярковской свит, на сильно литифицированных и кремнистых алевролитах буюклинской и самохинской свит, а также на устойчивых к разрушению вулканогенно-осадочных породах хойнджинской свиты. Более пологие склоны сформированы на алевролитах быковской, жонкиерской и других свит. Для этого рельефа характерна густая сеть водотоков, наиболее крупные из которых часто ориентированы по простираению хребтов, прорезая их в сторону базиса эрозии в ослабленных местах. Более мелкие водотоки обычно пересекают склоны вкрест их протирания. Время формирования этого рельефа охватывает промежуток времени от позднего плейстоцена до голоцена [24].

Низкогорный рельеф останцовых гор и холмистых возвышенностей, сформированный селективной денудацией на тектонизированных олистостромах и зонах меланжа (5). Этот рельеф достаточно широко распространен в Восточных горах, где он сформирован процессами селективной денудации преимущественно на выходах олистостромовых горизонтов остринской, хойской и березовской свит, ивашкинского и раkitинского тектоногенных комплексов. Он, как правило, занимает наиболее высокие водораздельные пространства и прилегающие к водоразделам склоны.

Границы этого рельефа с денудационным и эрозионно-денудационным рельефом в основном плавные, постепенные. Однако вдоль тектонического уступа в восточной части Набильского хребта, где развиты олистостромовые горизонты остринской, хойской свит и раkitинского серпентинитового меланжа, эта граница очень резкая и выражена резким перепадом отметок горных вершин.

На площадях развития олистостромовых горизонтов характерны многочисленные отпрепарированные глыбы различных размеров устойчивых к выветриванию пород (яшмы, кремнистые породы, вулканогенные породы, известняки, песчаники), погруженные в менее устойчивые к процессам выветривания, как правило, сильнотрещиноватые алевролиты, часто с подчиненными прослоями песчаников.

Водораздельные гребни обычно узкие, часто с обилием останцов, сложенных устойчивыми к выветриванию породами, высотой до 10 и более метров. Склоны горных гряд обычно прямые, или слабовыпуклые крутизной до 20-30°. В основаниях наиболее крутых склонов часто отмечаются осыпные и обвальные шлейфы. Долины рек и ручьев имеют V и U образный поперечный профиль. Продольный их профиль часто имеет ступенчатый характер и изобилует водопадами и водосливами.

Современные геоморфологические процессы на склонах представлены глубиной и боковой эрозией. На водоразделах продолжаются процессы физического выветривания.

Формирование этого рельефа началось в верхнем неоплейстоцене и продолжается в настоящее время [32ф].

Склоны горных гряд и возвышенностей, преопределенные препарировкой инрузивных тел (6). Этот генетический тип рельефа имеет очень ограниченное распространение на площади листа. Сформирован он на выходах гранитов и гранодиоритов лангерийского плутонического комплекса и субвулканических образованиях чеховского андезибазальтового вулканического комплекса. Представлен он отдельными, разобщенными горными возвышенностями, различных размеров и очертаний. Массивы гранитов и гранодиоритов представляют собой отдельные горные возвышенности с широкими, слабо-выпуклыми водоразделами, плавно переходящими в склоны крутизной до 15°, имеющими слабовыпуклый профиль.

На выходах диоритов, диорит-порфиритов, базальтов, андезибазальтов чеховского вулканического комплекса сформирован крутосклонный рельеф. Представлен он отдельными горными возвышенностями, которые в плане имеют форму от изометричной, до линейно-вытянутой. Склоны их, как правило, прямые крутизной до 15 и выше градусов. Их часто осложняют долины временных водотоков. На поверхности склонов и в их подножьях часто наблюдаются скопления глыб различных размеров. Водораздельные пространства вершин узкие, иногда конусовидные. Формирование этого рельефа по геологическим данным началось в позднеэоценовое время и продолжается в голоцене [24, 32ф].

Денудационный рельеф сформирован на метаморфических образованиях верхнелангерийского комплекса, мезозойских и кайнозойских образованиях. Наиболее широко он представлен в северной части листа, на южном окончании Северо-Сахалинской возвышенной равнины и по бортам Тымь – Поронайской депрессии. Он включает в себя реликты древних поверхностей выравнивания и поверхности комплексного педиментного выравнивания.

Реликты древних поверхностей выравнивания с останцовым мезорельефом, созданные комплексной денудацией (7). Занимают очень незначительные участки на водораздельных пространствах Восточно-Сахалинских гор с абсолютными отметками от 500 до 650 м. Морфологически они представляют собой относительно плоские, слабовыпуклые или слабоволнистые площадки, плавно переходящие в склоны. В плане имеют обычно очертания неправильной формы, ориентированные по направлению водоразделов. Протяженность их достигает 10-12 км при максимальной ширине 2 км. В отдельных случаях отмечаются изометричные и овальные участки площадью не более 1 км².

Поверхности выравнивания, сформированные на образованиях остринской и хойской свит, сложенных терригенными и вулканогенно-терригенными породами, занимают гипсометрические уровни от 600 до 1000 м. Сформированы они процессами комплексной денудации на фоне циклического подъема территории. Время формирования поверхностей выравнивания устанавливается как позднеэоцено- голоценовое, что обосновывается коррелятивными им осадками озерно-аллювиального и дельтового типа в пределах Тымь – Поронайской депрессии, указывающих на континентальный этап развития Восточно-Сахалинских гор в этот период.

Поверхности комплексного педиментного выравнивания сформированная на фоне малоинтенсивных тектонических движений (8). Этот рельеф на площади листа занимает значительные площади в его северной части, в за-

падных и восточных предгорьях Восточно-Сахалинских и Западно-Сахалинских гор. Границы его с другими типами рельефа в основном плавные, но нередко проходят по тектоническим уступам. Морфологически он представляет собой выровненные плоскогорья с широкими слабовыпуклыми водоразделами, плавно переходящими в пологие, слабовыпуклые или слабо-вогнутые склоны, наклоненные в сторону базиса эрозии. Склоны изрезаны относительно редкими долинами постоянных и временных водотоков, имеющих пологий продольный профиль и корытообразное поперечное сечение. Глубина вреза речных долин не превышает 50-100 м.

На кайнозойских отложениях, в зависимости от их структурной позиции, абсолютные отметки колеблются в пределах 80-600 м, на метаморфических толщах – от 400 до 600 м. Образованы поверхности педиментного выравнивания за счет плоскостного смыва, оползания по склонам и делювиального сноса продуктов физического выветривания пород на фоне относительно слабоинтенсивных тектонических движений.

Ввиду сильной залесенности территории современные процессы протекают слабо. Время формирования этого рельефа охватывает промежуток времени от позднего неоплейстоцена до голоцена [32ф].

Денудационно-эрозионный тип рельефа по преобладанию рельефообразующих процессов подразделяется на два подтипа:

Крутые склоны долин, созданные эрозией, и частично переработанные комплексом склоновых процессов (9). Этот генетический подтип занимает наибольшую площадь в пределах листа и отчетливо проявлен в верхних течениях всех крупных рек. Он представляет собой речные долины с крутыми склонами, сформированными процессами глубинной и боковой эрозии, являющимися определяющими факторами его формирования. Скорость и интенсивность этих процессов зависит от изменения местного и регионального базиса эрозии, от которых также зависит интенсивность процессов денудации, происходящих на склонах. Особенности геологического строения не оказывают существенного влияния на развитие процессов эрозии. Долины рек имеют обычно U-образный, трапециевидный, реже –V – образный поперечный профиль, форма которого в какой-то мере зависит от литологического состава и угла пересечения долинами геологических структур. В строении долин отчетливо выделяются русла, низкие и высокие поймы, которые часто меняют контуры и местоположение после прохождения циклонов с обильными осадками. Тыловой шов долин часто завалуирован шлейфами склоновых отложений, конусов выноса и оползней. Надпойменные террасы обычно отсутствуют или выражены лишь небольшими фрагментами. Ширина долин, как правило, не превышает первых десятков метров. Продольный профиль речных долин невыработанный, изобилует невысокими водопадами и порогами, которые придают ему ступенчатый характер.

Крутизна склонов в этом рельефе нередко достигает 30°. они обычно прямые, иногда слабовыпуклые. В зависимости от крутизны и литологического состава пород в долинах формируются обвальные, осыпные, делювиальные и оползневые склоны. Формирование этого типа рельефа по геологическим данным началось вместе с поднятием территории и заложением гидросети в позднеоплейстоценовое время и продолжается в настоящее время.

Склоны низкогорных массивов различной крутизны, созданные комплексом склоновых процессов, переработанные эрозией (10). Это тип рельефа занимает значительную часть площади листа в пределах горных сооружений Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор, сложенных породами мезозойского и кайнозойского возраста. Переход к другим типам рельефа в одних случаях происходит плавно, в других по контрастно выраженным, тектонически-предопределенным уступам. Морфологически эрозионно-денудационный рельеф представляет собой расчлененное низкогорье, основная роль в формировании которого принадлежит комплексу денудационных процессов, развивающихся на фоне вертикальных глыбовых поднятий территории, глубинной и боковой эрозии, плоскостного и ложбинного смыва. Он включает в себя склоны различной крутизны. Наиболее крутые склоны, сформированные в результате совместного воздействия глубинной и боковой эрозии, делювиального и делювиально-россыпного сноса, отмечаются на наиболее приподнятых участках горных сооружений. На крутых склонах нередко наблюдаются мелкие денудационные уступы, незакрепленные осыпи, останцы устойчивых к процессам денудации пород. Характерной особенностью крутых склонов является очень слабая зависимость в их простирации от морфологии складчатых структур и нарушений. Склоны средней крутизны и пологие сформированы на менее устойчивых к процессам денудации породах. Поверхность склонов обычно покрыта слоем делювия, мощность которого изменяется от нескольких десятков сантиметров вблизи водоразделов до 3-4 м вблизи подножий. Часто они изрезаны густой сетью эрозионных долин временных водотоков.

Для этого типа рельефа основными процессами склонообразования являются делювиальный снос, струйчатый или бороздчатый смыв. Характерна густо развитая гидросеть. Долины рек и ручьев в верхних течениях имеют, как правило, V-образный и U – поперечный профиль, в нижних течениях он постепенно сменяется трапецевидным или корытообразным. Склоны долин водотоков прямые, крутизной до 20°. На них нередко развиваются обвальнороссыпные, осыпные и делювиальные процессы. Многие реки имеют хорошо выраженные низкую и высокую поймы. Продольный профиль их пологий, в верховьях слабоогнутый, в нижних течениях ровный, слабо наклонный в сторону базиса эрозии.

Водораздельные пространства имеют различный морфологический облик. Отмечаются как узкие, различно ориентированные гребни, так и широкие уплощенные, слабовыпуклые.

На участках выходов тектоногенных комплексов часто отмечаются денудационные останцы пород, устойчивых к процессам выветривания.

По геологическим данным время формирования этого типа рельефа охватывает промежуток времени от позднего неоплейстоцена до голоцена.

Денудационный рельеф развит в пределах дна акватории ограниченно – преимущественно в прибрежной зоне и представлен пологонаклонными абразионными равнинами на подводном береговом склоне, угол наклона поверхности составляет 0,7-1,0°. Формировались эти равнины на подводном береговом склоне под воздействием, главным образом, волн и течений, на глубинах

до 50-55 м. В Татарском проливе и на Охотоморском шельфе они сложены песчаными галечно-гравийными осадками. Типичным для абразионных равнин является четко выраженный вогнутый профиль и широкое распространение реликтов подводных абразионных террас, осложняющих поверхность равнины уступами, фиксирующими периодические изменения уровня моря [47, Прокудин, 1993ф]. Время образования равнины – голоцен.

Денудационно-аккумулятивный рельеф в пределах дна акватории листа имеет более широкое распространение, чем денудационный. На дне выделяются денудационно-аккумулятивные равнины в прибрежной зоне и на склонах желоба Татарского пролива. *Пологонаклонные абразионно-аккумулятивные прибрежные равнины* развиты на шельфе и образуются в зоне волнового поля в условиях активного волнового воздействия в диапазоне глубин от 0 до 40-70 м. На юго-западном шельфе Татарского пролива абразионно-аккумулятивные равнины отмечаются до глубин около 100 м, что обусловлено наличием придонных течений в этой части акватории. Сложены абразионно-аккумулятивные равнины песчаными осадками. Равнины расчленены ложбинами и погребенными долинами, на отдельных участках отмечаются древние береговые линии в виде уступов. На поверхности равнин в зонах аккумуляции формируются ориентированные параллельно берегу песчаные валы. Время образования равнин – голоцен. *Наклонные волнистые равнины (склоны) с широким развитием подводных оползней и суспензионных потоков* приурочены к континентальному склону Татарского пролива. Сложены эти равнины пелитами и алевропелитами. На склонах широко развиты эрозийные борозды, выработанные суспензионными потоками [Государственная геологическая карта ...1994]. Время образования равнин относится к верхнему неоплейстоцену-голоцену.

Вулканогенный рельеф. (Эффузивный). На материковой суше выделяются *поверхности предопределенные вулканической деятельностью*, которые являются принадлежностью Совгаванского вулканического плато. В процессе трещинного излияния платобазальтов возникли слабонаклоненные в сторону моря поверхности с обширными горизонтальными и пологонаклонными (2-5°) ровными площадками, заболоченные в плавных понижениях. Образованные в заключительных излияниях потоки дешифрируются на АФС невысокими пологими уступами на поверхности. Центры вулканической деятельности представляют собой очень пологие конусы или удлиненные слабо выраженные возвышенности с глыбовыми вывалами. Немногочисленные реки пересекающие плато имеют очень извилистые долины с крутыми, преимущественно обрывистыми бортами, и плоскими днищами. Поверхность плато залесена. Отложения представляют собой элювий небольшой мощности развивающийся на базальтах. Возраст рельефа определяется временем его образования.

Вулканогенный рельеф в пределах островной суши имеет ограниченное распространение. Его формирование связано с выходами на дневную поверхность орловского базальтового комплекса, слагающего горы Ламанон и прилегающие окрестности. По морфоструктурным особенностям в этой категории выделяются два типа рельефа: крутосклонный рельеф экструзивных куполов и поверхности лавовых покровов.

Крутосклонный рельеф экструзивных куполов (1¹) сформирован на выходах на дневную поверхность многочисленных тел дацитового состава (г. Краснова, г. Ичара, г. Лопатина, г. Правды, г. Крутая, г. Котантуру и др.). Он характеризуется наличием разобщенных конусообразных горных возвышенностей с диаметром в основании от 1 до 3-4 км, с абсолютными отметками от 700 до 1093 м (г. Краснова). Склоны их прямые, крутые и очень крутые (30° и более), они изрезаны сетью временных водотоков. Вследствие интенсивных гравитационных процессов на крутых склонах и в их основании часто образуются свалы крупных глыб (курумники). Переход ко второму типу происходит в одних случаях резко, в других относительно плавно. Начало формирования этого типа рельефа совпадает с возрастом экструзий орловского вулканического комплекса и охватывает промежуток времени от позднего плиоцена до голоцена.

Поверхности лавовых покровов (2) сформированы серией лавовых потоков, переслаивающихся с туфами и туфопесчаниками. Они концентрически окаймляют конусообразные вершины первого типа и разделены многочисленными долинами рек. От первого типа его отличают более пологие углы наклона склонов, не превышающие, как правило, 15°. Наиболее крутые склоны в этом типе рельефа приурочены к склонам речных долин. Абсолютные отметки здесь уменьшаются до 300-450 м. Поверхности лавовых потоков и покровов имеют, как правило, прямой или ступенчатый продольный профиль, осложненный мелкими западинами и буграми. Формирования этого рельефа на основании геологических данных определяется концом плиоцена – голоценом.

Аккумулятивный рельеф включает в себя пойму и комплекс надпойменных террас речной сети территории. Возраст аккумулятивных форм рельефа определяется возрастом слагающих их отложений.

Крупнейшей аккумулятивной структурой *материковой суши* является Удиль-Кизинская впадина, которая морфологически представляет собой обширную озерно-аллювиальную равнину с практически горизонтальной поверхностью. Общую равнинность Удиль-Кизинской депрессии нарушают отдельные возвышенности останцовых гор, встречающиеся в северной, центральной и западной частях равнины. Сложена эта равнина преимущественно суглинками, глинами и торфяниками. Поверхность ее обычно сильно заболочена. Здесь развиты кочкарные, грядово-мочажинные и озерно-грядовые болота. Реки, расположенные в пределах впадины, характеризуются незначительным врезом.

Пойма. На всех реках территории пойма подразделяется на низкую и высокую. В долине р. Амур низкая пойма имеет ширину от 700 м до 4 км. Абсолютные отметки вниз по течению реки изменяются от 10 до 6 м. Ширина русла реки 1,5–3 км, а в местах пережимов (Киселевский пережим) сужается до 1 км. Здесь левый берег Амуре крутой, местами обрывистый, с осыпями и

¹Здесь и далее цифрами в скобках обозначены типы и подтипы рельефа, показанные на геоморфологической схеме.

скальными прижимами высотой до 15 м. Характерной особенностью Амура является его многорукавность, обилие в меженный период проток, заливов, мелководий, кос, пляжей, сложенных перевеваемыми мелкозернистыми песками с незначительным количеством мелкогалечного материала. Высота берегов русла и проток достигает уровня 13 м с четким крутым уступом, а в местах подмыва рекой обрывистым. Поверхность низкой поймы бугристо-грависто-западинная с веерами блуждания и обилием староречий и промоин, заиленных или заполненных водой. Высокая пойма достигает ширины 30 км на равнине Удыль-Кизинской депрессии. Поверхность высокой поймы ровная, заболоченная, рассеченная многочисленными узкими протоками, с многочисленными озерами и старицами. Многочисленные заболоченные старичные понижения шириной от нескольких метров до 0,2–0,5 км чередуются с суходольными часто залесенными протяженными релками высотой до 6–7 м – останцами древних прирусловых валов. В периоды катастрофических паводков высокая пойма полностью затопливается.

Поймы крупных и средних рек, притоков Амура – Пильда, Лимури, Кади, и впадающих в Татарский пролив – Ботчи, Коппи, Тумнин и др. узкие с частыми пережимами, порогами, перекатами, галечными косами в верхних частях, ящикообразный профиль в среднем течении и плоскую с плавными выположениями к склонам, ровную, или слабобугристую поверхность с заболоченными участками в нижнем течении. Ширина поймы горных рек от десятков метров в верхнем течении, достигает 4 км в нижнем.

Комплекс надпойменных террас, сложенных неоплейстоценовым аллювием, в долинах горных рек присутствует не везде. Террасы обычно односторонней локализации цокольные, с хорошо выраженными уступами, относительная высота которых колеблется от 2 до 80 м. В долинах крупных притоков р. Амур в нижнем течении террасы вложенные и приклоненные. Террасы первого уровня наиболее распространены на крупных и малых реках и достигают относительной высоты над урезом воды от 5 до 15 м. Они хорошо выражены ограничивающими их уступами и тыловым швом, имеют ровную сухую субгоризонтальную или пологонаклоненную вниз по течению сухую поверхность. Однако в приустьевых частях крупных притоков р. Амур уступы террас часто сглажены, тыловой шов отсутствует и их поверхности постепенно переходят через аллювиально-делювиальные шлейфы в склоны. Второй уровень террас развит не настолько широко и преимущественно на самых крупных реках – Амур, Яй, Лимури, Тумнин, Коппи, Ботчи и др. Высота их колеблется от 15–20 до 25–40 м. Бровка этих террас выражена отчетливо, тыловой шов сглажен и затянут делювиальными шлейфами. Поверхности сухие, ровные, имеют заметный наклон в сторону реки. Третий уровень террас достигающих высоты 50–110 м, развивается спорадически на отдельных реках – Амур (Зеленоборская терраса), Ботчи, Коппи - высотой 60–80 м и реликт террасы на р. Гобилли высотой 100–110 м. Поверхности этих террас бугристые, эродированные временными водотоками, имеют существенный уклон в сторону рек, тыловой шов отсутствует или малозаметен.

Комплекс озерных террас распространен в обрамлении озер Кизи, Бол. Кади и Удыль. Они представляют собой ровные полого спускающиеся к воде

поверхности, слабо затронутые эрозией, которые непосредственно по берегам превращаются в ровные песчаные пляжи.

Комплекс морских террас развит спорадически вдоль побережья Татарского пролива и располагается преимущественно в бухтах на севере и вдоль берегов южнее бухты Иннокентия. Террасы цокольные, высота их составляет от 8 до 30 м. Уступы четкие абразионные. Цоколь террас скалистый. Поверхности ровные. Чехол морских галечников и песка маломощный. Вдоль всего побережья протягивается узкий валунно-галечниковый пляж шириной в среднем от 1 до 10 м, редко до 1 км, периодически затапливаемый в приливы.

Проллювиально-делювиальные шлейфы распространены в основании практически всех склонов средней крутизны и пологих. Они отделены от склонов заметными плавными перегибами. Поверхность шлейфов шириной от 1 до 6 км практически ровная, незначительно расчленена ложбинами временных водотоков и почти повсеместно залесена. Уклон в сторону водотоков от подножия склонов не превышает 5–7°.

Аккумулятивный рельеф на островной суше объединяет различные по своему генетическому происхождению поверхности. К нему отнесены субгоризонтальные и слабонаклонные поверхности аллювиально-морских равнин, слабонаклонные поверхности болот, наклонные слабовсхолмленные поверхности аллювиально-пролювиальных шлейфов и болотных равнин, поверхности делювиально-пролювиальных шлейфов и субгоризонтальные поверхности дниц лагунных озер и стариц. Эта категория включает в себя 5 типов:

Субгоризонтальные и слабонаклонные поверхности аллювиально-морских равнин голоценового возраста (17). Аллювиально-морская равнина занимает южное окончание Тымь – Поронайской депрессии, при выходе ее к заливу Терпения. Сложена она за счет выноса рыхлого материала реками Поронай, Леонидовка, Оленья, Рукутама и морских отложений. Морфологически равнина представляет собой выровненную, сильно заболоченную и кочковатую поверхность со слабым уклоном в сторону базиса эрозии. Время формирования этой равнины охватывает голоцен [265].

Слабовогнутые поверхности болот голоценового возраста (18) в своем распространении ограничены долинами наиболее крупных рек: Поронай, Тымь, Виахту, Ныш. По морфологии поверхности они сходны с аллювиально-морской равниной, однако отличаются от нее генетическим типом отложений, за счет которых они были сформированы в голоценовое время [219,265].

Наклонные слабовсхолмленные поверхности аллювиально-пролювиальных шлейфов и плоских болотных равнин (19) представляют собой слившиеся конуса выносов временных водотоков в восточных предгорьях Западно-Сахалинских гор и западных предгорьях Восточно-Сахалинских гор по бортам долины р. Поронай. Это слабонаклонные в сторону базиса эрозии выровненные, как правило, заболоченные, площадки с бугристым микрорельефом, часто прорезанные неглубокими долинами водотоков. Время формирования этого рельефа охватывает промежуток от эоплейстоцена до голоцена [219,265].

Слабонаклонные слаборасчлененные поверхности делювиально-пролювиальных шлейфов, созданные временными потоками и плоскостным смывом (20) имеют очень ограниченное распространение на площади листа. Они формируются у подножий крутых склонов за счет перемещения вниз по склонам продуктов разрушения горных пород под влиянием силы тяжести и временными водотоками, образуя при этом конуса выноса. При слиянии конусов выноса образуются выровненные, наклоненные в сторону базиса эрозии площадки. Поверхность их обычно бугристо-западинная. Наибольшее распространение такие поверхности получили к югу и северу от мыса Ламанон, в основании западных склонов Камышового хребта и западных склонов Центрального хребта Восточно-Сахалинских гор [24].

Субгоризонтальные поверхности, созданные аккумуляцией осадков в озерах и старицах (21). Эти поверхности представляют собой днища озера Невского, а также днища многочисленных озер, не выражающихся в масштабе карты. Это ровные площадки, на поверхности которых отмечаются неглубокие котловины, валы и бугры. Возраст этих поверхностей — голоцен [265].

Эрозионно-аккумулятивный рельеф (созданный глубинной и боковой эрозией и аккумуляцией). Эта генетическая категория в пределах островной суши наиболее широко развита в долинах рек Тымь, Поронай, Набиль, Углегорка, Айнская, где она представлена комплексом пойм и аллювиальных террас различной высоты, размеров и возраста. Основными факторами образования этого рельефа являются глубинная и боковая эрозия склонов речных долин. Изменение базиса эрозии водотоков в разные отрезки геологического времени привели к формированию комплекса аллювиальных террас, занимающих разные высотные отметки и в различной степени переработанных современными процессами. В пределах этой категории выделяются следующие типы:

Ступенчатые плоские поверхности низких (до 10 м) аллювиальных террас и мелкогрядовый микрорельеф пойм и русла (11). Этот тип рельефа включает надпойменные террасы высотой до 10 метров, высокие и низкие поймы в долинах рек Поронай, Тымь, Набиль и их русла, которые занимают значительно меньшие площади в долинах этих рек. Террасы, ширина которых иногда достигает 4 км, имеют относительно ровные площадки с невысокими буграми, западинами с множеством стариц. Поверхности их часто заболочены. Тыловые швы и бровки их выражены отчетливо. Террасы в основном аккумулятивные, цоколь вскрывается в единичных случаях в долине реки Поронай. Площадки высокой и низкой пойм кочковатые, часто заболоченные, покрыты лесной и травянистой растительностью. Ширина их изменяется от первых метров до десятков и сотен метров.

Днища речных долин имеют ширину до первых десятков метров, они изобилуют косами, сложенными преимущественно песчано-гравийно-галечным материалом. Время их формирования охватывает поздний неоплейстоцен – голоцен [1, 29ф].

В бассейнах рек Лангери, Оленья, Рукутама с аллювиальными отложениями высоких и низких пойм, аккумулятивным чехлом надпойменных террас высотой до 10 метров связаны россыпные месторождения золота.

Комплекс аллювиальных террас (до 30 м) (12) развит в долинах тех же рек, что и более высоких. Наиболее широко он представлен в долине реки Поронай. Морфологически террасы представлены серией выровненных площадок одного гипсометрического уровня, разобщенных долинами многочисленных притоков реки Поронай. Поверхности террас часто кочковатые, заболоченные, со слабым уклоном в сторону русла. Бровки террас и их тыловые швы в одних случаях четкие, в других перекрыты рыхлыми отложениями, переработанного аккумулятивного чехла террас более высокого уровня. Террасы в основном аккумулятивные. Возраст формирования охватывает интервал от позднего неоплейстоцена до голоцена [29ф].

Ступенчатые плоские поверхности средневысотных (до 50 м) аллювиальных террас. (13). Террасы высотой до 50 метров широко развиты в долинах рек Поронай, Тымь и Набиль. В долине реки Поронай они в виде полосы шириной 2 и более км отчетливо прослеживаются вдоль правого борта и в верхнем течении на правом и левом бортах. Морфологически они представляют собой выровненные площадки со слабым уклоном в сторону русла. Поверхность их кочковатая, изобилующая множеством мелких западин и бугров. Переход к денудационному рельефу происходит относительно постепенно. Он часто завуалирован осадками аллювиально-делювиальных шлейфов. Переход к террасам более низкого уровня выражен в виде уступа, который в одних случаях выражен отчетливо, в других завуалирован. Террасы аккумулятивные. Возраст принят среднеплейстоценовым на основании спорово-пыльцевых комплексов аккумулятивного чехла [1, 29ф].

Высокий комплекс аллювиальных террас (до 100 м) (14). Этот комплекс представляет наиболее древние террасы, занимающие гипсометрические отметки высотой 80-100 метров, которые отмечены в долине реки Снежинка (правый приток р. Углегорки), где они представлены серий относительно выровненных площадок со слабым уклоном в сторону базиса эрозии. Ширина их достигает 1 и более км. Уступ террас выражен иногда отчетливо, иногда переработан экзогенными процессами. Тыловой шов обычно завуалирован. Террасы цокольные. Возраст аллювиального чехла и, соответственно время образования террас, определено как ранний неоплейстоцен [24].

Абразионно-аккумулятивный рельеф в виде разрозненных участков развит в пределах островной суши на побережьях Охотского моря и Татарского пролива. Он включает в себя поверхности морских террас высотой от 10 до 80 метров, пляжи, береговые валы, абразионные уступы вдоль побережий. К этой категории рельефа отнесены 2 типа:

Слабонаклонные и плоские поверхности дельт, пляжа, береговых валов и морских террас (до 10м). (15). Морские террасы высотой до 10 метров наиболее широко представлены на берегу Татарского пролива севернее залива Виахту, где они входят в состав прибрежной равнины, ширина которой часто превышает 10 км. Характерной особенностью террасы в этом районе является большое количество на ее поверхности озер различной величины и конфигурации, а также сильная заболоченность. При общей равнинности территории на поверхности террасы экзогенными процессами образовано множество мелких форм рельефа (термокарстовых западин, бугров пучения, кочкарников и т.д.).

Значительно меньшие площади занимают сохранившиеся фрагменты морских террас этого уровня в окрестностях городов Шахтерск, Углегорск, вблизи мыса Ламанон, на берегах заливов Терпения и Луньском. Тыловые швы этих террас иногда выражены отчетливо, иногда завуалированы рыхлыми склоновыми осадками. Бровка террас выражена отчетливо, во многих случаях она переходит в береговой склон, в основании которого часто отмечаются узкие полосы пляжа, которые характерны для участков выхода к берегу пород менее устойчивых к процессам абразии. На участках выхода к берегу более устойчивых пород сформированы активные клифы, резко переходящие в приливно-отливную зону. На основании низкого гипсометрического положения и спорово-пыльцевых спектров из аккумулятивного чехла террас возраст низким морских террас и более мелких форм принят голоценовым [29ф].

К абразионно-аккумулятивному рельефу отнесены также песчаные пляжи, береговые валы и морские, которые из-за мелкого масштаба схемы и незначительных размеров не могут быть на ней отображены.

Слабонаклонные и плоские поверхности средневысотных (до 80 м) морских террас (16). Морские террасы высотой до 80 метров широко развиты на западном побережье от залива Вяхту до северной рамки листа, в окрестностях г. Шахтерск, у мыса Изыльметьева и вблизи пос. Красногорск. На восточном побережье они прослеживаются на отрезке от устья реки Нампи до северной рамки листа и от р. Марковки до пос. Леонидово.

К северу от залива Вяхту морская терраса высотой 40 метров достигает ширины 7 км. Площадка террасы слабо наклонена в сторону Татарского пролива. Поверхность ее ровная, покрытая лесной растительностью. На отдельных участках она заболочена. Сформирована она на рыхлых отложениях неогенового возраста. Переход к аккумулятивному и денудационному типу рельефа происходит плавно. Современные экзогенные процессы протекают слабо.

На восточном побережье террасы этого уровня образуют приморскую равнину, ширина которой достигает 6-7 км. Поверхность ее слабо наклонена в сторону Охотского моря. Площадка террасы относительно ровная и закрыта лесной темнохвойной растительностью. На отдельных участках отмечаются болота. Ее прорезают долины рек Чамгу, Пильнги, Мынги, Кири и др. Современные процессы из-за сильной залесенности происходят медленно и усиливаются лишь на участках хозяйственной деятельности человека (на вырубках леса, на буровых площадках и сейсмопрофилях), то есть там, где снимается древесный покров и почвы.

В более южных частях восточного побережья морская терраса этого уровня прослеживается в виде полосы, ширина которой достигает иногда нескольких километров. Площадка террасы здесь ровная, со слабым наклоном в сторону залива Терпения. Покрыта она в основном травянистой растительностью с примесью кустарников и лиственных деревьев. В годы советской власти на поверхности террасы на наиболее удобных участках были пахотные земли, большая часть которых в настоящее время заброшена.

Тыловой шов террас восточного побережья обычно завуалирован склоновыми отложениями, бровка, как правило, выделяется отчетливо и часто пере-

ходит в активный клиф с узкой полосой пляжа. Возраст террас верхний неоплейстоцен [1, 219].

Аккумулятивный рельеф в пределах дна акватории Пологоволнистые равнины, сформированные в зоне волнового воздействия в период последней неоплейстоценовой трансгрессии; образовались в результате переработки поверхностей, как в условиях активной волновой деятельности, так и в зоне слабого воздействия волн, сложены песчаными, алевроито-песчаными и алевроитовыми осадками. На их поверхности сохранились песчаные валы, реликты древних береговых линий на различных гипсометрических уровнях и выработанные течениями борозды. Аккумулятивные равнины этого генетического типа располагаются в интервале глубин от 20 до 50 м на Охотоморском шельфе и от 50 до 100-120 и даже 150 м – в Татарском проливе. Формирование их связано с началом последней послеледниковой (Тихоокеанской) трансгрессии и происходило при постепенном подъеме уровня моря. Время образования равнин относится к позднему неоплейстоцену-голоцену [Прокудин, 1993ф].

Пологоволнистые равнины с переработанными поверхностями аллювиально-морской аккумуляции, выделяемые на дне акватории Татарского пролива при проведении ГСШ-200, расположены в интервале глубин 100-180 м, имеют слабовыпуклый профиль, сформированный при переработке поверхностей аллювиально-морской аккумуляции во время последней позднеоплейстоценовой регрессии в условиях преобладающего транзита наносов на мелководье. Эти равнины осложнены расположенными на разных уровнях ступенями и сложены песками, часто с примесью гравийного материала. Время образования равнин относится к позднему неоплейстоцену-голоцену [Прокудин, 1993ф].

Плоские лагунные равнины формируются на мелководье с глубинами до 3-4 м, их развитие определяется особенностями гидродинамического режима береговой зоны, а также аллювиальными, эоловыми и органогенными процессами, при этом равнины являются местами обитания уникальной фауны и флоры. Одна из лагун северо-восточного шельфа острова Сахалин – Лунская относится к памятникам природы регионального значения («Лунский залив»). Распространены лагунные равнины на Охотоморском шельфе и шельфе Татарского пролива, где они сложены песчано-алеврито-илистыми осадками. Время образования лагунных равнин – голоцен [Атлас береговой зоны Сахалина, 2002].

Пологоволнистые аллювиально-дельтовые равнины, переработанные в аквальных условиях выделены на западном шельфе Татарского пролива на глубинах 50-110 м, сформировались при переработке аллювиально-дельтовых отложений (ауканская, меднинская и татарская толщи) верхнеоплейстоценового возраста. Сложены равнины русловыми, лагунными и волноприбойными песчано-алевритовыми осадками и перекрыты тонким слоем волноприбойных отложений. Края дельт обычно со следами воздействия течений, имеют нерасчлененные пологоокруглые очертания с уступами высотой до 6-8 м. Время образования равнин относится к позднему неоплейстоцену-голоцену [Прокудин, 1993ф].

Субгоризонтальные озерно-аллювиальные равнины, переработанные в аквальных условиях приурочены к материковому шельфу Татарского пролива и северо-востоку Охотоморского шельфа, к глубинам 45-60 м. Они образовались при регрессии позднеолейстоценового возраста, когда современный шельф превращался в заболоченную прибрежную равнину, сложенную алевритами и алевро-пелитами. В настоящее время происходит преобразование рельефа в субаквальных условиях. Время образования равнин относится к позднему олейстоцену-голоцену.

Плоские равнины зоны современной нефелоидной аккумуляции развиты в центральной наиболее глубоководной части Татарского пролива (на глубинах более 65-70 м в северной части пролива и более 150-200 м – южнее) и на юго-западе залива Терпения (на глубинах 65-75 м). Равнины сложены пелитами и алевропелитами. Поверхность равнины слабоогнута [Прокудин, 1993ф].

Морфогенетические типы морских берегов Охотского моря и Татарского пролива [428, 7, 47]. Неоднородность структурно-геоморфологических условий и разнородный состав пород береговой зоны, а также различия в береговой гидродинамике и другие экзогенные процессы, обуславливают разнообразие морфогенетических типов морских берегов, отличающихся слабой расчлененностью и ориентированных в соответствии с простиранием основных элементов рельефа. *Абразионно-денудационные* берега имеют широкое распространение на западном и восточном берегах Татарского пролива, западном побережье залива Терпения и на юге северо-восточного берега Сахалина. На этих берегах активно проявляются осыпные и оползневые процессы, осыпи иногда перекрывают пляж до самого уреза, а на отдельных участках берегов залива Терпения в результате гравитационных процессов под угрозой разрушения находятся железная и автомобильная дороги, скорость отступления денудационного берега составляет до 1 м/год. *Абразионные берега с уступом (в рыхлых отложениях)* приурочены к участкам развития слабоуплотненных и рыхлых отложений неоген-четвертичного возраста (восточный берег Охотского моря, восточное побережье залива Терпения), вертикальные уступы высотой от 4-8 до 16-20 м, у подножия которых – шлейф песчаного и песчано-глинистого материала, часто встречаются осыпи и оползни. *Абразионные берега с клифом (в коренных породах)* распространены на западном и восточном берегах острова Сахалин и на материковом берегу Татарского пролива. Эти берега характеризуются высокими активными клифами с волноприбойными нишами и абразионными террасами-бенчами шириной до 50-100 м, иногда с кекурами (абразионные останцы) причудливой формы. Темпы разрушения клифов на этих берегах не превышают первых см/год. *Абразионно-аккумулятивные берега с отмершим клифом и причлененной террасой* представлены на юго-восточном берегу острова Сахалин и на западном побережье залива Терпения. Отмершие клифы фиксируют максимальную стадию развития голоценовой трансгрессии, у подножия клифов формируются аккумулятивные террасы высотой от 1-2 до 4-6 м при ширине 0,4-0,8 км. Сложены террасы песчаными и галечно-гравийными отложениями. В большинстве случаев, доминируют аккумулятивные процессы, размыв террас отмечается только в устьях рек. *Аккумулятивные песчаные берега* (восточное побережье Татарского пролива и залив Терпения) окаймляют с моря

равнины различного генезиса и образуют плавно изогнутый контур береговой линии протяженностью в десятки километров. Для них характерно развитие пляжей, главным образом, песчаных и гравийно-песчаных шириной до 60-80 м и высотой до 3 м, верхняя часть которых интенсивно переработана золовыми процессами. На северо-западном побережье Сахалина, севернее мыса Тык, расположен уникальный для морских побережий умеренных широт донный пояс, где образуются параболические дюны высотой до 12-20 м и протяженностью 15-90 м, скорость их передвижения достигает 2 м в год. Эоловый рельеф представлен также дефляционными котловинами, буграми развевания, бугристыми песками и песчаной рябью [428, 7, 47].

Техногенный рельеф связан с обработкой рассыпей и строительством дорог. В долинах левобережных притоков р. Амур и в бассейне среднего течения р. Тумнин, где наиболее интенсивно обрабатывались рассыпи, формы рельефа представляют собой слабо всхолмленные поверхности с множеством бугров, ям, водоотводных канав и каналов. Вдоль железнодорожного полотна Гурское–Советская Гавань и автомобильных дорог Селихино–Де-Кастри, Лидога–Ванино имеются многочисленные карьеры и выемки.

История развития рельефа

Историю развития рельефа материковой суши можно проследить с конца позднего мела, когда море окончательно регрессировало, и территория центрального Сихотэ-Алиня была вовлечена в длительное поднятие, сопровождавшееся магматической деятельностью.

В конце сенона и в датское время сформировался первоначальный вулканогенный рельеф. В течение раннепалеоценового времени на участках уже сформированного рельефа господствовали процессы денудации. В эоцене эффузивная деятельность значительно ослабевает и на территории господствуют процессы денудации, вскрывающие доэоценовые интрузии. Глубина эрозионно-денудационного среза в этот период, исходя из того, что за это время была денудирована и кровля эоценовых гранитоидов, составляла не менее 400–600 м. Продолжающееся поднятие центральной части горной системы вынуждает р. Амур углублять свое русло на северо-восток интенсивной донной эрозией, практически лишенное здесь поймы и в настоящее время (Киселевский пережим). Удиль-Кизинская впадина в эоцене представляла собой морской залив с редкими островами позднемеловых андезитов. Устье Амура было намного южнее, в районе Яйского залива на южном берегу оз. Бол. Кизи, а его противоположным бортом – возвышенность с грядой высот 382–398 м в окрестностях с. Мариинское в центральной части современной впадины. Масштабная вулканическая деятельность в эоцене–олигоцене оказала значительное влияние на формирование рельефа прибрежной зоны Сихотэ-Алиня. В результате излияний базальтоидов сизиманской свиты залив перегораживается лавовой плотиной и превращается в палеозеро в котором накапливаются озерно-аллювиальные отложения р. Амур, потерявшего единый выход в океан, прежде чем его русло вынуждено было опять пробивать себе путь на восток. Об излиянии андезит-базальтовых лав в море свидетельствует их глыбовая, шаровая, подушечная отдельность, обилие корок вулка-

нического стекла, и "пирокластический" вид вулканогенных пород, представленных в основном агломератовыми лавами с "окатанным" обликом обломков. Такие "агломератовые туфы" из основных вулканитов, которым не свойственны пирокластические извержения в таких масштабах, могут образоваться преимущественно при излиянии фронтальной части лавы в водную среду. Далее последовал перерыв в вулканической деятельности, в результате которого началась интенсивная абразия вновь образованного берега, а в глубине территории продолжается медленное воздымание с последовательным созданием односторонних цокольных террас в узких долинах рек, в то время как в устьях рек впадающих в Татарский пролив и во впадину, создавались вложенные невысокие террасы.

В начале миоцена затишье вулканической деятельности способствует накоплению рыхлого терригенного материала во впадинах. Осадки удильской серии на севере отлагались в новообразованной дельте Амура, нашедшего выход к океану несколькими рукавами через озера Кади, и Мал. Кизи в районах современных бухт Табо и Чихачева. Возобновившаяся в конце миоцена масштабная вулканическая деятельность с излиянием базальтов кизинской свиты вдоль побережья Татарского пролива и отдельными потоками, заходившими в западную часть территории листа, в том числе в Утунь-Удоминскую межгорную впадину, вновь перегораживает базальтами Амурское палеоустье, и река вынуждена повернуть на север вдоль вулканогена и там также резко отвернуть на восток. Вероятнее всего, этими событиями можно объяснить своеобразные изменения направления русла р. Амур в нижнем течении и образование Удыль-Кизинской впадины, а также отсутствие по ее бортам, так же как и по бортам реки явно выраженных аллювиальных террас.

На рубеже, неогенового и четвертичного периодов возобновилась вулканическая деятельность, в результате которой лавы основного состава заполнили депрессии и часть днищ плиоценовых долин, изменив этим направление течения р. Коппи, ранее, вероятно, впадавшей в Татарский пролив в районе г. Советская Гавань. В это же время происходили наиболее интенсивные дифференцированные движения, в результате которых западные части территории в целом оказались поднятыми, а восточные (особенно прибрежная полоса) опущенными. Подтверждением этому могут служить зафиксированные в скважинах в районе г. Советская Гавань участки речных палеодолин, залитые совгаванскими базальтами, подошва которых оказалась ниже уровня моря.

В раннечетвертичное время западная часть территории, очевидно, продолжала испытывать медленное поднятие. На Совгаванском плато с излиянием ванинских базальтов образовались вулканические конуса, сохранившиеся в виде горных вершин.

В позднечетвертичную эпоху максимально расширились озерные бассейны. На рубеже позднечетвертичной и современной эпох произошло их значительное осушение (до современных очертаний) и образование первой надпойменной террасы высотой 5–12 м в горных реках, а в пределах Удыль-Кизинской впадины – аккумулятивной равнины высотой 8–15 м над современным уровнем Амура. Причиной этого явилось, по-видимому, возникновение прорыва между Удыль-Кизинской и Нижнеамурской впадинами (через

Чаятынский перехват) и "спуск" в Охотское море Удыльского озерного бассейна, долгое время служившего местным базисом эрозии. Климат новейшего этапа, судя по данным спорово-пыльцевого анализа из Сов. Гаванской скважины, начиная со среднего миоцена был влажный, умеренный, более теплый, чем современный. В течение четвертичного периода происходили неоднократные смены климатических условий. Во второй половине средне-четвертичной эпохи наблюдалась некоторая аридизация климата с одновременным похолоданием. Максимальное же похолодание с вершинным одеждением, характеризовавшееся господством растительности тундрового облика и образованием ледниковых цирков на наиболее высоких вершинах (г. Тардоки-Яни), произошло в конце позднечетвертичной эпохи.

В настоящее время вся территория испытывает неоднородное поднятие, наиболее интенсивное в осевой части хребта Сихотэ-Алинь. Об этом свидетельствуют интенсивное расчленение склонов горных сооружений, широкое развитие на них щебенчато-глыбовых коллювиальных отложений, продолжающееся накопление обломочного материала в пролювиально-делювиальных шлейфах у подножий горных хребтов, резкие и крутые изгибы долин рек, развитие в них антецедентных участков, обилие в руслах водотоков порогов и перекатов, висячие устья распадков и относительно небольшая мощность руслового и пойменного аллювия.

В совокупности процессы рельефообразования обусловили формирование россыпных месторождений в местах нахождения рудогенерирующих формаций – в основном в Пильда-Лимурийском и Тумнинском золоторудно-россыпных районах. Они находятся в областях среднегорного преимущественно крутосклонного рельефа, морфологически представляющего собой сводово-глыбовые поднятия. Благодаря воздыманию, территория этих районов подвержена интенсивной эрозии и размыву с образованием золотоносного аллювия и накопления его на участках резкого выполаживания рельефа у подножий склонов.

Наиболее достоверно история геоморфологического развития островной суши устанавливается с верхнего плиоцена, ознаменовавшего начало новейшего этапа геологического и геоморфологического развития, когда остров Сахалин, включая характеризуемую территорию, в современном виде не существовал. Наличие суши можно предполагать лишь в некоторых районах Восточно-Сахалинских и Западно-Сахалинских гор, с которых шел вынос обломочного материала в прогибающиеся морские бассейны.

Неотектонические движения в конце плиоцена – начале плейстоцена проявились как в форме складчатых деформаций, так и в виде блоковых подвижек по разрывным нарушениям. Положительные структуры продолжали испытывать восходящие движения, отрицательные - опускание или замедленные поднятия. Наиболее значительные поднятия произошли в Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских горах. В зоне прогибающихся структур Центрально-Сахалинских депрессий происходила аккумуляция обломочного материала, сносимого с горных возвышенностей [24].

На границе верхнего плиоцена и плейстоцена и начале последнего произошли резкие изменения в распределении суши и акватории. В это время происходит региональное поднятие континента, вызвавшее регрессию верх-

неплиоценового моря и осушение огромных пространств равнинных территорий шельфа.

Высокое положение суши способствовало интенсивному развитию эрозионных и денудационных процессов. В западной части Поронайской депрессии бурением обнаружена узкая ложбина, линейно вытянутая в сторону залива Терпения, врезанная в верхнеплиоценовые осадки маруямской свиты и выполненная четвертичными отложениями мощностью до 150-300 м. Образование этой переуглубленной долины, по-видимому, следует считать начальным этапом геоморфологического развития – верхнеплиоцен – ранне-четвертичного времени. В это время на шельфе существовала достаточно разветвленная эрозионная сеть. Древние затопленные речные долины выявлены в северной мелководной части залива Терпения [4]. В северной части листа в это время происходило формирование молодой четвертичной поверхности выравнивания, срезающей верхнеплиоценовые складчатые структуры. В условиях слаболитифицированных толщ неогена и палеогена (пески, реже песчаники, алевроиты, глины и т.п.) выравнивание территории происходило чрезвычайно быстро и, по-видимому, завершилось к среднему плейстоцену.

В среднем плейстоцене наиболее интенсивно проявились значительные по амплитуде тектонические движения, вызвавшие поднятие горных вооружений и прогибание значительных межгорных поднятий. Внутригорные впадины (например, Углегорская) этими движениями были вовлечены в поднятие и не служили областями осадконакопления. Характерными особенностями этих впадин является малая мощность четвертичных отложений и развитие многочисленных цокольных террас и врезанных меандров, что говорит о преобладании в их развитии поднятий.

На фоне таких поднятий происходит значительное расчленение рельефа и вынос больших масс обломочного материала в предгорья и межгорные впадины. В результате поднятий в среднем плейстоцене в наиболее возвышенных районах могли создаваться благоприятные условия для развития долинного оледенения.

В первую половину позднего плейстоцена, в межледниковое время, происходит постепенное эвстатическое повышение уровня мирового океана, и территория Сахалина впервые превращается в остров, отделявшийся от материка проливом более широким, чем современный Татарский пролив. В это время происходит накопление осадков нижнего комплекса террас: на побережье морских, внутренней части суши – аллювиальных. Во вторую половину позднечетвертичного времени в Восточно-Сахалинских горах возникают отдельные центры долинного оледенения.

Регрессия моря вызвала исчезновение мелководного пролива, и Сахалин снова причленяется к матерiku. В это время за счет размыва золотоносных кор выветривания в поясе метаморфических сланцев, в которых золото находилось в свободном состоянии, были сформированы россыпи золота в долине р. р. Лангери и Запивка. Резкое изменение базиса эрозии на границе позднего неоплейстоцена и голоцена привело к смещению золотоносного материала кор выветривания в днища современных долин.

Происходит глубокое расчленение горных районов и формирование террас. Рельеф приобретает современный облик.

История развития рельефа дна акватории. Образование рельефа дна в пределах акватории листа происходило в связи с периодами тектономагматической активизации региона. В плиоцене произошла активизация тектонических движений, вызвавшая существенную перестройку ранее существовавшего рельефа материка, и началось интенсивное расчленение рельефа с заложением основных элементов сохранившихся до настоящего времени. [Государственная геологическая ..., 1994]. Современный облик рельефа дна акватории сформировался в средненеоплейстоцен-голоценовое время в процессе развития трансгрессивно-регрессивных циклов Японского и Охотского морей на фоне общего погружения шельфа [Осадочные бассейны Востока России. Геология, геодинамика..., 2004; Карта новейшей тектоники Северной Евразии м-ба 1:5 000 000, 1998].

При высоком стоянии уровня моря формировались субаквальные равнины различного генезиса (денудационные, денудационно-аккумулятивные и аккумулятивные). При остановках уровня вырабатывались уступы, регрессивный этап знаменовался расчленением шельфа с интенсивным врезанием гидросети и образованием заболоченных озерно-аллювиальных расчлененных эрозией равнин, поверхность которых нивелировалась при последующей трансгрессии.

8. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа М-54 известны самые разнообразные полезные ископаемые: месторождения и проявления благородных и цветных металлов, а также различные горючие полезные ископаемые – угли, нефть, газ. Размещение их крайне неравномерно, что обусловлено геологическим строением, разной степенью изученности и освоенности отдельных районов.

На материковой суше наиболее значимыми являются золото и олово. Первыми были выявлены россыпные и коренные месторождения золота, которые интенсивно отрабатывались, начиная с первой половины XX века. Россыпи золота неоднократно доразведывались, большинство из них уже отработаны полностью или частично. Поисковые и разведочные работы на рудное золото проводятся и в настоящее время. Несомненную практическую ценность представляют месторождения олова, однако из-за сравнительно низких содержания олова, малых параметров рудных тел и, в основном плохой обогатимости руд, разработка месторождений с не развитой инфраструктурой вряд ли будет рентабельной.

Большие перспективы территории имеются в отношении алунитов, стройматериалов, минеральных вод и лечебных грязей. Определенные перспективы площади листа связаны с проявлениями вольфрама, молибдена, сурьмы, драгоценных, поделочных и технических камней, пока не освоенных промышленностью и часто недостаточно изученных.

На островной суше наиболее известны и интенсивно разрабатываются месторождения каменных и бурых углей, нефти, горючих газов, строительных материалов, химического и керамического сырья. Установлены также многочисленные месторождения и проявления торфа, различных металлов, поделочных камней, минеральные и лечебные грязи, пока не освоенные и часто недостаточно оценённые.

На площади акватории выявлены месторождения и проявления нефти и газа, которые в настоящее время интенсивно разведываются и эксплуатируются.

В главе дано описание типовых объектов полезных ископаемых. Информация по всем объектам помещена в Базе полезных ископаемых листа М-54. Категории месторождений по величине запасов полезных ископаемых приведены в соответствии с постановлением Правительства РФ № 37 от 22 января 2007 г, поэтому ряд объектов стройматериалов с не подсчитанными запасами или с прогнозными ресурсами, ранее классифицированных как месторождения, не показаны на КПИ. Всего на площади листа в БД и электронном каталоге помещено 868 объектов полезных ископаемых, из них 309 месторожде-

ний (в т.ч. 72 россыпных, 22 источника минеральных и питьевых вод), 328 проявлений (в т.ч. 24 россыпепроявления, 87 пунктов минерализации, 64 ШО, 16 ШП, 63 ВГХО и 1 ВГХП). Минерагеническое районирование листа М-54 проведено на основе схем районирования, разработанных при составлении серийной легенды Николаевской, Сахалинской серий и Легенды Дальневосточной серии листов ГГК-1000/3 (2009 г.).

Горючие ископаемые

Нефть и газ

На территории листа месторождения и проявления нефти и газа сосредоточены в основном в восточной его части и располагаются в Северо-Сахалинском и Присахалинском нефтегазоносных бассейнах на Сахалине и на Охотоморском шельфе. Также они известны на акватории Татарского пролива, в Северо-Татарском бассейне, в районе п-ова Ламанон и в Южно-Сахалинском бассейне.

Основной продуктивный и перспективный нефтегазоносный комплекс острова Сахалин и прилегающих акваторий – неогеновые песчано-глинистые отложения. Большинство промышленных месторождений нефти и газа приурочено к антиклинальным структурам, сложенным отложениями окобыкайской (Верхне-Нышское, Верхне-Татамское), дагинской (Лысая Сопка, Уйглекуты, Прибрежное и др.), борской (Полярнинское, Окружное – основная залежь в пиленгской свите) свит. Глубина залегания продуктивных горизонтов от 218 до 2570 м. По типу ловушек залежи пластово-сводовые и тектонически экранированные, реже приурочены к поверхности структурных несогласий. Нефти – тяжёлые, вязкие, смолистые с низким выходом лёгких фракций (месторождения Катангли, Набиль) и лёгкие, малосмолистые с высоким содержанием светлых фракций (месторождение Окружное, одно из немногих – многопластовое). Газ встречается, как свободный (месторождение Имчин, Западное Катангли, Верхне-Татамское), так и растворённый в нефти (месторождения Уйглекуты, Прибрежное и др.), состоит в основном из метана (91-98%).

Наиболее крупные месторождения нефти и газа находятся на акватории, главным образом, в пределах Охотской нефтегазоносной провинции (НГП).

Нефть. На территории листа (район о. Сахалин и прилегающая акватория) известно 1 среднее и 4 малых месторождения, а также 31 проявление нефтей, приуроченные к неогеновым песчано-глинистым отложениям, а также к антиклинальным структурам, сложенным отложениями дагинской (Лысая Сопка) и борской (Полярнинское, Окружное – основная залежь в пиленгской свите) свит.

Окружное нефтяное месторождение (Ш-6-11) расположено в Пограничном районе, на побережье о. Сахалин и приурочено к верхнеолигоцен-нижнемиоценовым отложениям (табл.8.1).

Характеристика залежей Окружного месторождения нефти

Возраст продуктивных горизонтов	Индекс горизонта	Глубина залегания горизонта в своде, м	Высотное положение ВНК (абс. отм.), м	Размеры залежи			Пределы изменения нефтенасыщенных мощностей, м	Типы залежи
				длина, км	ширина, км	высота, м		
N ₁ br	II	-1130	-1277,4	6,8	1,4	267	64-91	Пластовая, тектонически экранированная
-//-	III (северный блок)	-1273	-1547,6	6,2	1,2	343	55-74	-//-
-//-	III (южный блок)	-1094	-1076,5	0,6	0,2	46	7,6	Пластовая, сводовая
-//-	IIIa	-1340	-1644,6	6,0	1,1	370	46-74	Пластовая, тектонически экранированная
-//-	IV	-1334	-1807,4	4,5	1,4	545	0-160	Пластовая, литологически экранированная
N ₁ pn	IV	-1315	-1807,4	5,5	1,0	553	120-400	Пластовая, сводовая

Нефть и газ. На площади листа имеются 4 малых месторождения и 8 проявлений нефти и газа, расположенные на о. Сахалин (преимущественно восточное побережье). Объекты приурочены к антиклинальным структурам, сложенным отложениями дагинской свиты неогенового возраста (табл. 8.3.).

Нефть и газоконденсат. В пределах картографируемого листа отмечено 4 объекта нефтегазоконденсатного сырья – 1 уникальное и 3 малых месторождения.

Лунское нефтегазоконденсатное месторождение (I-6-19) – уникальное по запасам (начальные суммарные извлекаемые запасы газа – 519 млрд. м³, нефти – 3 млн. т, конденсата – 38 млн. т), расположено в 12-15 км от берега Северного Сахалина, глубина моря – 42-47 м. Антиклинальная структура была открыта и подготовлена детальными сейсмическими работами МОГТ (1978 г.), месторождение открыто в 1984 году. С 2006 года месторождение разрабатывается.

Залежи углеводородов приурочены к крупной брахиантиклинальной складке размером 8,5 на 25 км, с амплитудой около 600 м. Структура пересечена серией сбросо-сдвиговых нарушений с амплитудой смещения до 200 м, углы падения пород на крыльях структуры достигают 8-10⁰, вверх по разрезу складка выполаживается. На месторождении в 5 тектонических блоках открыто 11 залежей (10 – газоконденсатных и 1 газоконденсатная с нефтяной оторочкой). Девять из них представляют собой пластовые сводовые тектонически экранированные залежи, две – пластово-массивные сводовые залежи. Залежи газоконденсата и нефти приурочены к песчаным пластам дагинского горизонта (средний-нижний миоцен) мощностью более 1000 м. Пласты-коллекторы (песчаники, алевро-песчаники) мощностью до 100 м разделяются глинами (мощностью 3-7 м). Песчаники мелкозернистые, хорошо сортированные, с пористостью до 28-29%, проницаемостью – до 1,5 мкм². Продуктивные пласты перекрыты глинами окобыкайского горизонта (средний миоцен) мощностью 630-750 м. В групповом углеводородном составе бензиновой фракции преобладают метановые (в среднем 50 % об.), нафтеновые и ароматические (по 25 %) имеют подчиненное значение. Свободные газы метановые (в среднем 91,2 %), полужирные (содержание тяжелых гомологов метана до 7,0%), низко азотные (0,35%), низко гелиевоносные (менее 0,001%). Потенциальное содержание стабильного конденсата составляет 119,4 г/см³. Плотность конденсата изменяется от 0,740 до 0,779 г/см³. Конденсаты имеют низкое содержание асфальтово-смолистых веществ (не более 0,18%) и парафина (0,06-0,66%). Выход светлых фракций до 200⁰ – в среднем 86%. В групповом углеводородном составе преобладают метановые углеводороды (в среднем 56%), нафтеновые (25%) и ароматические (19%) имеют подчиненное значение. Нефти легкие (0,810-0,816 г/см³), малосмолистые (асфальтово-смолистые компоненты 1,22-1,55%), малосернистые (от следов до 0,13%), малопарафинистые (от 0,74 до 2,85 %). Газосодержание пластовой нефти – 210 м³/т.

Залежи УВ, приуроченные к пластам кровельной части дагинской свиты и перекрытые глинами окобыкайской свиты, образуют сводовые пластово-массивные резервуары с единым водогазонефтяным контактом и тектоническим

ограничением на границах блоков. Залежи УВ (в каждом блоке по 9–14 продуктивных пластов) вскрыты на глубинах 1893–2848 м, их высоты меняются от 40 до 95 м, площади нефтегазоносности от 2,5 до 69 км². Продуктивные пласты достаточно хорошо выдержаны как по эффективной толщине (7,9–40 м), так и по коллекторским свойствам (пористость 24–27%, проницаемость до 1,5 мкм²).

Все залежи содержат газ и конденсат, нефть в виде оторочек свойственна только четырём верхним пластам. Нефти легкие (0,810 – 0,816 г/см³), малосмолистые, малосернистые (до 0,13%), малопарафинистые (до 2,8%). Свободные газы метановые (в среднем 91,2%). Содержание стабильного конденсата – 119,4 г/см³. Начальные суммарные запасы свободного газа составляют 548,9 млрд м³, извлекаемые запасы нефти – 43,9 млн т и конденсата – 37,6 млн т.

Ново-Венинское нефтегазоконденсатное (I-6-7) мелкое месторождение (начальные суммарные извлекаемые запасы газа 0,5 млрд. м³, конденсата – 0,04 млн.т, нефти – 0,5 млн. т) было открыто в 2011 году. Месторождение приурочено к песчаникам верхнедагинской свиты (уйнинско-дагинский ССК), состоит из 2 пластовых сводовых, тектонически экранированных залежей. По освоенности относится к категории разведываемых.

Газоконденсат и нефть. В пределах листа находится одно малое месторождение данного полезного ископаемого (Верхне-Татамское - I-5-2), таблица 8.3.

Газоконденсат и газ. На картографируемой территории отмечены 1 крупное и 1 среднее месторождение, расположенные на восточном побережье о. Сахалин.

Кириновское газоконденсатное месторождение (I-6-20) относится к категории крупных (начальные суммарные извлекаемые запасы газа – 100 млрд. м³, конденсата – 11 млн. т), открытое в 1992 году, расположено в 28 км от берега, глубина моря в районе месторождения – 90 м. Месторождение представляет собой 4 пластовые сводовые залежи, продуктивные пласты представлены отложениями дагинской свиты (верхняя часть уйнинско-дагинского ССК).

Месторождение приурочено к удлинённой трехкупольной антиклинали (25 x 3-5 км). Месторождение имеет две залежи, разделённые небольшими разломами в верхних песчаниках дагинской свиты (глубина 2760 м). Площадь газоносности первой залежи – 61,9 км², второй – 6,1 км². Газонасыщенные толщины соответственно 65,9 м и 0,7 м. Залежи массивно-пластовые сводовые, имеют единый газовойдяной контакт. Пористость песчаников составляет 20%, газонасыщенность около 70%. Дебиты газа с конденсатом достигали более 500 тыс.м³/сут (15-19 мм штуцеры). Суммарные запасы газа 137,1 млрд м³, конденсата 22,4/15,9 млн т. Разрабатывается с ноября 2013 года подводным способом.

Южно-Кириновское газоконденсатное месторождение (I-6-20). В пределах листа М-54 расположена лишь западная периферия этого месторождения. Залежь выявлена в верхних песчаниках дагинской свиты (глубина 2820 м), газонасыщенная толщина 62,4 м. Залежь сводовая массивно-пластовая. Пористость песчаников составляет 23%, газонасыщенность - 68%.

Дебиты газа с конденсатом достигали 700 тыс.м³/сут. (17,46 мм штуцер). Суммарные запасы газа 563,9 млрд м³, конденсата 108,6/ 71,7 млн т).

Северо-Венинское газоконденсатное (I-6-1) среднее месторождение (начальные суммарные извлекаемые запасы газа 39 млрд. м³, конденсата – 1 млн.т) было открыто в 2011 году. Месторождение приурочено к песчаникам верхнедагинской свиты (уйнинско-дагинский ССК), состоит из 4 пластовых сводовых, тектонически экранированных залежей. По освоенности относится к категории разведываемых.

Газ горючий. На территории листа зафиксировано 5 малых месторождений и 13 проявлений горючего газа.

Венинское газовое месторождение (I-6-10) расположено на широте северного замыкания Набильского залива, в 6-10 км восточнее острова, глубина моря – 26,8-29 м. По запасам Венинское месторождение – мелкое (начальные суммарные извлекаемые запасы газа 1, 5 млрд. м³).

Венинская антиклинальная складка выявлена поисково-рекогносцировочного и подготовлена сейсморазведочными работами МОГТ в 1977 году, складка представляет собой крупную, линейно-вытянутую субмеридионально ориентированную структуру. Размеры складки составляют 9,5 на 39 км, амплитуда – 2450 м. Структура имеет асимметричное строение: углы падения пород на западном крыле – 50-60⁰, на восточном – 15-20⁰. Южная переклинали более короткая по сравнению с северной. Структура интенсивно разбита разломами, вдоль западного крыла складки протягивается крупный разрыв типа взброса-надвига с максимальной амплитудой смещения в присводовой части (1000-1500 м). Кроме того, складка пересечена многочисленными поперечными сбросами. В своде структуры в 1979 году была пробурена поисковая скважина № 1 глубиной 2500 м, кровельная часть пласта 1 дагинского горизонта газонасыщена (по материалам ГИС, опробование не проводилось). Газовая залежь имеет небольшие размеры (0,5x0,7 км). В 1985 году в пробуренной скважине № 2 в северном блоке структуры при опробовании был обнаружен газ (фонтан свободного газа дебитом 211,3 тыс. м³/сут) со следами конденсата. Размеры залежи 1,5x1,7 км, высота – 64 м, эффективная газонасыщенная толщина коллектора составляет 25 м, открытая пористость – 21%, газонасыщенность – 74%, температура – до 47⁰С. Залежь пластовая, тектонически экранированная на переклинали, среднедебитная, с массивно-пластовым типом резервуара. В 2007 году на Венинской структуре были проведены сейсмороботы 3D и в 2008 году пробурена поисковая скважина на северной переклинали поднятия, давшая приток газоконденсата и газа из дагинских песчаников. Анализ полученных при бурении данных позволил прогнозировать наличие крупных по запасам скоплений углеводородов в северных блоках Венинской антиклинали. По освоенности месторождение – законсервировано.

Изыльметьевское газовое месторождение (V-4-3) расположено на юго-западном шельфе о.Сахалин на широте г.Красногорска, в 20 км от берега, глубина моря в своде структуры – 100 м. Одноименная антиклинальная складка выявлена и детализирована сейсмопоисковыми исследованиями МОГТ в 1981 году.

Месторождение – мелкое (начальные суммарные извлекаемые запасы газа 4, 5 млрд. м³). Месторождение приурочено к небольшому брахиантиклинальному куполу размером 4,3х5,7 км, с амплитудой около 125 м. Углы падения пород на западном крыле - 3-4⁰, на восточном – 10-11⁰. Тектонические нарушения отсутствуют. В 1968 году были пробурены две скважины, обнаружившие и оконтурившие залежи свободного газа в пластах нижнемаруямских отложений (ССК). Газовые залежи пластовые, сводовые, среднедебитные, с поровым типом коллектора. Размеры залежей не большие, самая крупная имеет размеры 2,6х3,5 км при высоте 90 м. Пласты сложены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин, общая мощность пластов до 53 м, открытая пористость – до 30%, газонасыщенность – 53-66%, пластовое давление – от 130 до 147 кгс/см². Свободный газ сухой, содержание метана достигает 96,2%, этана – 0,57%, пропана – 0,08%, бутанов – 0,03%, азота – 2,2%, углекислого газа – 0,34%, температура – до 67⁰С. По материалам ГИС прогнозируется пятая залежь. Кроме того, в вулканогенно-осадочной толще нижнемаруямского ССК отмечены нефонтанные притоки пластовой нефти, дебит нефти составил 2,6 м³/сут, пластовое давление 240 кгс/см³, температура -70⁰С. Нефть имеет среднюю плотность – 0,874 г/см³, малосмолистая и малосернистая (0,12%), парафинистая. В бензиновой фракции преобладают нафтеновые углеводороды (42%), ароматические (36%) и метановые (23%) имеют подчиненное значение (табл.5.8.2).

На материковой суше, в долине р. Большая Хадя, в 5 км от ее устья, известно проявление горючего газа (V-3-23). Здесь, в 1953–1955 гг. экспедицией IV района, пробурена скважина, вскрывшая базальты совгаванской свиты, в которой с глубины 150 м одновременно с незначительным самоизливом воды начали выделяться пузырьки газа. Двухлетние наблюдения за самоизливом воды и выходом газа показали, что дебиты их постоянны. Средний дебит газа около 0,03 л/сек, он выделяется неравномерно (обычно 5–30 пузырьков в секунду). Через каждые 10–12 сек. дебит его возрастает и в течение 2–3 секунд выделяется несколько сотен мелких и крупных пузырей газа в секунду. Анализ газа, проведенный Дальневосточным филиалом АН СССР в 1955 г., показал содержание метана 100 %. Повторным анализом, проведенным в конце 1956 г. газоаналитической лабораторией, выявлено: метана 96 %, углекислоты 0,3 %, кислорода 0,4 %; тяжелые углеводороды не обнаружены. Происхождение метана связано, возможно, с бурями углями, залегающими в олигоцен-миоценовых отложениях, выполняющих тектоническую депрессию. Коллекторами газа являются базальты совгаванской свиты [143].

Таблица 8.2

Изыльметьевское месторождение газа; основные параметры залежей

Возраст залежей	Свита	Продуктивный горизонт	Запасы газа, млн м ³		Глубина залегаания, м	Площадь газонасыщенности, тыс. м ²	Газонасыщенная толщина, м	Газонасыщенность
			A+B+C ₁	C ₂				
Верхний миоцен	Маруямская свита	Пласт II	-	786	1238	3150	6,5 - 13	0,66
		Пласт III	845	-	1267	4320	9 - 18	0,39
		Пласт V	1481	-	1390	7580	9,3 - 17	0,36 - 0,46
		Пласт VII	889	-	1498	6250	4,4 - 10	0,38 - 0,45
		Пласт VIII	545	-	1510	3100	6 - 12	0,5

На карте полезных ископаемых показаны наиболее значительные нефтепроявления и выходы горючих газов. Нефтепроявления и газопроявления выявлены в отложениях нутовской (I-5-5; I-5-6; IV-5-26; IV-5-28; I-5-4; I-6-3; III-6-29; IV-5-25; IV-5-27), окобыкайской (I-6-1; I-6-2; I-6-7; II-5-18; II-5-11; II-5-23), маруямской (V-4-6; V-4-8; V-5-25; VI-4-2; VI-5-4; V-4-6; VI-4-1; VI-4-3), уранайской (I-6-17; I-6-18; II-6-1; II-6-10; III-6-12; II-6-2; II-6-3), борской (II-6-7; II-6-8; II-6-11; III-6-3; III-6-4; III-6-6; III-6-8), хузинской (II-6-12; II-6-13), верхнедуйской (III-5-15; III-5-19; III-5-20; III-5-27; III-5-21), пиленгской (III-6-1; III-6-2; III-6-5; III-6-7), такарадайской (V-5-32; VI-5-18) и холмской (V-5-24) свит и на Пугачёвском грязевом вулкане (VI-5-14). Газовые проявления приурочены, как правило, к зонам разломов.

Нефтепроявления представлены выходами жидкой нефти (иногда в количествах, позволяющих собирать ее), закированными породами коричневатобурого цвета, просачивающимся асфальто-смолистым веществом, иризирующими пленками на воде, пленками и примазками нефти по трещинам пород, нефтяным и битумным запахом, издаваемым породой. Косвенным показателем нефтегазонасности служат сероводородные источники. Выходы горючих газов обнаруживаются по выделяющимся в воде пузырькам, которые на поверхности от поджигания воспламеняются. Такие газопроявления часто сопровождаются источниками солоноватых вод, иризирующими пленками на воде.

Ниже, в таблице 8.3 приведены краткие основные сведения по месторождениям углеводородов

Сведения о запасах и основных параметрах месторождений нефти, газа и конденсата суши Сахалинской НГО листа М-54

№№ на схеме	Месторождение и его тип: Н - нефтяное Г - газовое ГН - газонефтяное НГ - нефтегазовое ГК-газоконденсатное НГК-нефтегазоконденсатное	Основные характеристики месторождения 1. Местоположение 2. Тип ловушки, морфология, размеры (км x км) 3. Возраст продуктивных отложений 4. Тип коллектора 5. Количество продуктивных пластов, залежей их тип 6. Дебиты притоков продукции 7. Глубина залегания кровли продуктивного горизонта 8. Степень освоенности месторождения 9. Сведения об эксплуатации: а) год ввода; б) способ эксплуатации; в) режим отбора УВ	Лицензионная принадлежность	Запасы геологические извлекаемые					
				нефть, конденсат – тыс. т. газ - млн. куб. м.					
				Вид сырья	Запасы на 01.01. 2011г.		Утвержденные запасы		Остаток на 1.01.11
A+B+C ₁	C ₂	A+B+C ₁	C ₂		A+B+C ₁				
I-5-1	Верхне-Нышское – ГК	1. В 60 км СЗ п.г.т. Ноглики. 2. Антиклиналь симметричного строения, 4,8x2,2 3. Миоцен, окобыкайская свита. 4. Терригенный. 5. Две пластово-сводовые залежи газа. 6. Дебит – 78-115 тыс. м ³ /сут. 7. 1990 м. 8. Разведываемое.	Нераспределенный фонд	Газ СВ	1296	1926			
				Конденсат	<u>60</u> 52	<u>87</u> 76			
1-5-2	Верхне-Татамское – НГК	1. В 50 км ЗСЗ п.г.т. Ноглики. 2. Один малоразмерный тектонический блок брахиантиан- тиклинали в присводовой её области. 3. Миоцен, окобыкайская свита 4. Терригенный 5. Три залежи, пластовые тектонически экранированные 6. Дебит нефти – до 29 м ³ /сут, газа – 45,9-136,4 тыс. м ³ /сут. 7. 1460 м. 8. Разведываемое.	Нераспределенный фонд	Нефть	<u>419</u> 96	<u>1169</u> 0 2688			
				Газ СВ	-	101			
				Конденсат	-	<u>5</u> 4			
I-5-3	Западно-Татамское – ГК	1. В 55 км ЗСЗ п.г.т. Ноглики. 2. Центральный тектонический блок брахиантиклинали, 2,2 x 1,2. 3. Миоцен, окобыкайская свита. 4. Терригенный. 5. Четыре пластовых тектонически экранированных залежи газа. 6. Дебит – 30,6-81,5 тыс. м ³ /сут. 7. 1870 м. 8. Разведываемое.	Нераспределенный фонд	Газ СВ	919	306			
				Конденсат	<u>24</u> 20	<u>2</u> 2			

I-6-6	Лысая Сопка – Н	1. Расположено в черте п.г.т. Ноглики. 2. Антиклиналь, 4х2. 3. Миоцен, дагинская свита. 4. Терригенный. 5. Две залежи нефти, пластовые тектонически экранированные. 6. Дебит – 2 т/сут. Степень выработанности – 32,89%. 7. 630 м. 8. Законсервированное.	ОАО «Роснефть-Сахалин-морнефтегаз»	Нефть	<u>256</u> 51	-			
I-6-12	Имчин – Г	1. В 13 км ЮЗ п.г.т. Ноглики. 2. Складчатое осложнение северной периклинали Прибрежной структуры. 3. Миоцен, уйнинская, дагинская свиты. 4. Терригенный 5. Залежи пластовые тектонически экранированные 6. Дебит газа – 8,3-50 тыс. м ³ /сут на 8 мм штуцере. 7. 1067 м. 8. Законсервированное.	Нераспределенный фонд	Газ СВ	196				
I-6-13	Уйглекуты – ГН	1. В 9 км ЮЗ п.г.т. Ноглики. 2. Антиклиналь, сбросо-сдвигами разбитая на отдельные тектонические блоки. 3. Миоцен, дагинская свита. 4. Терригенный. 5. 16 промышленных залежей нефти и три газа. Залежи тектонически и частично стратиграфически экранированные. Степень выработанности месторождения по нефти – 21,38%, по газу – 56%. В залежах осталось более 91% геологических запасов, однако, по темпам отбора и обводненности они находятся на заключительной стадии разработки. 7. 230 м. 8. Разрабатываемое. 9. а) 1953 г.	ОАО «Роснефть-Сахалин-морнефтегаз»	Нефть Газ СВ	<u>9060</u> 3188 4	<u>833</u> 248 4	<u>9062</u> 3190 4	<u>833</u> 248 4	<u>9059</u> 3187 4
I-6-15	Катангли – Н	1. В черте пос. Катангли (12 км от п.г.т. Ноглики). 3. Нижний миоцен, дагинская свита. 4. Терригенный. 5. Степень выработанности по нефти – 51,14%. 7. 218 м. 8. Разрабатываемое. 9. б) Тепловое воздействие на пласт нагнетанием «острого пара».	ОАО «Роснефть-Сахалинморнефтегаз»	Нефть	<u>12342</u> 2711	<u>93</u> 9	<u>15512</u> 5700	<u>93</u> 9	<u>12341</u> 2710

I-6-14	Западное-Катангли – Г	1. В 5 км западнее пос. Катангли. 2. Антиклиналь, 7х3,5. 3. Нижний миоцен, дагинская свита. 4. Терригенный. 5. Одна залежь газа. 6. Дебит – 30 тыс. м ³ /сут на 8 мм штуцере. 7. 350 м. 8. Законсервированное.	Нераспределенный фонд	Газ СВ	55				
I-6-16	Прибрежное – НГ	1. В 7 км южнее пос. Катангли (35 км к Ю от п.г.т. Ноглики). 2. Разбитая сбросами брахиантиклиналь, 8,5х3. 3. Нижний миоцен, дагинская свита. 4. Терригенный. 5. Залежи пластовые тектонически экранированные. 7. 1038 м. 8. Законсервированное.	Нераспределенный фонд	Нефть	<u>257</u> 51				
I-6-18	Набиль – ГН	1. В 34 км ЮЮВ п.г.т. Ноглики. 2. Брахиантиклиналь асимметричная субмеридионального простирания; осложнена большим числом сбросов. 3. Нижний миоцен, дагинская свита. 4. Терригенный. 5. 18 продуктивных горизонтов содержат 65 залежей углеводородов, в том числе, 27 – свободного газа, 34 – нефтяных и 4 - газонефтяных. Большинство залежей водоплавающие (неполнопластовые), тектонически экранированные. Степень выработанности по нефти – 78,9%, по газу – 5%. 7. 2570 м. 8. Разрабатываемое. 9. Глубиннонасосный.	ОАО «Роснефть-Сахалинморнефтегаз»	Нефть	<u>12374</u> 2861	<u>613</u> 192	<u>12570</u> 3057	<u>613</u> 192	<u>12374</u> 2861
				Газ Р	221	24	231	24	221
				Газ ГШ	234	4	235	4	234
				Газ СВ Газ СВ+ГШ	1549 1783	243 247	1568 1803	243 247	1549 1783
II-6-5	Уфское – ГН	1. В 70 км СВ п.г.т. Тымовское. 2. Малоразмерная (0,5х0,2) брахиантиклиналь. 3. Миоцен, дагинская свита. 4. Терригенный. 5. Залежи пластовые сводовые. 6. Дебиты: нефти – 0,1-2,5 м ³ /сут, газа – 88,4 тыс. м ³ /сут. 7. 1390 м. 8. Разведываемое.	Нераспределенный фонд	Нефть	<u>639</u> 147	<u>9238</u> 2246			
				Газ Р	7	100			
				Газ СВ	190	396			
II-6-9	Полярнинское – Н	1. 65 км к ВСВ от п.г.т. Тымовское. 2. Приразломная гемиянтиклиналь, 4,0х0,7. 3. Миоцен, борская свита. 4. Терригенный. 5. Залежь пластовая тектонически экранированная. 6. Дебит нефти – 10,2 м ³ /сут. 7. 2462 м. 8. Разведываемое	Нераспределенный фонд	Нефть	<u>667</u> 100				
				Газ СВ Конденсат	1296 <u>60</u> 52	1926 <u>87</u> 76			

Ш-6-11	Окружное - Н	<p>1. В 100 км ЮВ п.г.т. Тымовское.</p> <p>2. Антиклиналь (3,5x0,7), сформированная продольным взбросо-надвигом и со значительным числом оперяющих разрывов.</p> <p>3. Основная залежь – олигоцен, пиленгская свита; остальные – миоцен, борская свита.</p> <p>4. Основная залежь – трещинно-поровый,, в остальных – терригенный.</p> <p>5. Основная залежь – массивная сводовая, остальные – пластовые сводовые тектонически и литологически экранированные.</p> <p>6. Степень выработанности месторождения по нефти 37%.</p> <p>7. 1500 м. 8. Разрабатываемое. 9. а) 1993 г.; б) естественный.</p>	ЗАО «Петросах»	<p>Нефть</p> <p>Газ Р</p>	<p><u>16338</u> 3306</p> <p>80</p>	<p><u>9283</u> 1908</p> <p>256</p>	<p><u>17284</u> 4252</p> <p><u>2017</u> 307</p>	<p><u>9283</u> 1908</p> <p><u>246</u> 256</p>	<p><u>16338</u> 3308</p> <p>72</p>
--------	--------------	--	----------------	------------------------------	--	--	---	---	--

Твёрдые горючие ископаемые

Уголь каменный. В пределах листа (только западная часть о. Сахалин) отмечено 4 средних и 12 малых месторождений этого полезного ископаемого и 20 проявлений осадочного типа каменноугольной формации, приуроченные к отложениям верхнемеловых арковской и жонкиерской, палеогеновых каменной, нижнедуйской и краснопольевской и неогеновой верхнедуйской свиты.

Мгачинское месторождение (II-5-3) расположено в 20 км севернее г. Александровск-Сахалинский. Приурочено к симметричной синклинали складке длиной 14 км, шириной 2,5 км. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты, содержащей 6 рабочих пластов простого строения. Угли марок Г и ДГ, малозольные (9-17%), малосернистые (0,2-0,4%), с высокой теплотой сгорания (33-34 МДж/кг), многофосфорные (0,07-0,11%). Выход летучих веществ 45-48%, толщина пластического слоя 8-12 мм, выход смолы 13,5-15,4%. Обогащаемость углей легкая и средняя, горнотехнические условия эксплуатации благоприятные. В пределах месторождения выделены участки: Мангидайский, Северный (блоки 2, 3) – разрабатывается, поле шахты Мгачи (затоплена) и участки перспективные для разведки: Западный – 2 и Ноябрь-Рождественский. Эксплуатируется ООО «Север» и СРОФ «Мгачи Акоспорт». Запасы (млн. т, на 01.01.2011 г.): всего А+В+С₁ 94,323, С₂ 44,967 из них нераспределенный фонд А+В+С₁ 93,488, С₂ 42,972. Забалансовые запасы (млн. т., на 01.01.2011 г.) всего 3,973, из них нераспределенный фонд 3,963.

Бошняковское месторождение (IV-5-22) расположено юго-восточнее пос. Бошняково и приурочено к брахисинклинали, сложенной верхнедуйской свитой, содержащей 8 рабочих угольных пластов мощностью от 1,3 до 9,3 м. Угли каменные, энергетические, газовые, группы Г, ДГ; зольность – 9-11% и 16-23%, сера – 0,3-0,5%, с теплотой сгорания 33-35 МДж/кг. Выход летучих веществ 42-47%, толщина пластического слоя 5-10 мм, выход смол при полукоксовании 10,2-17,5%, обогащаемость – от легкой до трудной. Горнотехнические условия эксплуатации сложные из-за интенсивной разрывной тектоники. Выделены три участка под открытую разработку: Солдатский, Солдатский I, Оннайский. Эксплуатируется ОАО «Бошняковский угольный разрез». Запасы (млн. т, на 01.01.2011 г.): всего А+В+С₁ 116,369, из них нераспределенный фонд А+В+С₁ 110,258, С₂ 17,600. Забалансовые запасы (млн. т., на 01.01.2011 г.) нераспределенного фонда 7,111.

Прибрежное (Бродяжское) месторождение (III-5-4) расположено в 25 км на юг от г. Александровск-Сахалинский и в 3-10 км от берега Татарского пролива. Месторождение приурочено к восточному крылу Бродяжско-Агневской синклинали. Более изучена была северная часть месторождения, где выделено три участка и по ним подсчитаны запасы. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты, содержащей до 22 рабочих (>0,5м) пластов. Угли марки К, зольность – 9,8-34,1%, сера – 0,6-1,12%, выход летучих веществ – 18,1-28,5%, теплота сгорания – 7187-8848 ккал/кг. Месторождение, ввиду сильной тектонической нарушенности и слабой угленасыщенности,

является бесперспективным. Месторождение не разрабатывается. Объект относится к нераспределенному фонду. Запасы оцениваются (млн. т, на 01.01.2011 г.): всего $A+B+C_1$ 3,978, C_2 2,306. Забалансовые запасы (млн. т., на 01.01.2011 г.) всего 0,537.

Най-Найское (неогеновое) месторождение (Ш-5-12) расположено в 55 км к югу от г. Александровск-Сахалинский, протягивается с севера на юг на 22 км (от р. Най-Най до р. Первой Речки), $S=88$ км². Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты. Выделено 2 рабочих пласта, мощностью 4,8 м и 8,0 м, пласты имеют сложное строение. Угли марки Г, зольность – 4-6%, влага – 0,7-6,0%, сера – 0,5-0,7%, теплота сгорания 6100-8860 ккал/кг. Выделено 3 участка: Восточный, Западный, Най-Найский, все участки относятся к группе площадей с неясными перспективами и требуют дополнительных геологоразведочных работ. Месторождение не разрабатывается. Объект относится к нераспределенному фонду. Запасы оцениваются (млн. т, на 01.01.2011 г.): всего C_2 10,138. Забалансовые запасы (млн. т., на 01.01.2011 г.) всего 1,615. Прогнозные ресурсы до глубины 50 м – 8,0 млн. т.

Сведения о других месторождениях и проявлениях каменного угля для удобства восприятия информации приведены в таблицах 8.4. и 8.5.

Уголь бурый. В пределах картографируемой территории отмечено 4 средних и 3 малых месторождения, а также 6 проявлений осадочного типа бурогоугольной формации.

Тихменевское месторождение (V-5-6) расположено в 15 км западнее г. Поронайска. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты. Она содержит 11 рабочих пластов угля сложного строения и невыдержанных по простираению. Мощность их изменяется от 0,7 до 13,7 м (средние – от 1,3 до 5,7 м). Угли средnezольные (10-26%), малосернистые (0,3-0,5%), с высокой теплотой сгорания (более 29 МДж/кг). Обогащаемость – от легкой до трудной. Разрабатываются три участка. Объект эксплуатируется ООО «Тихменевуголь», ООО «Сахуголь-6». Запасы (млн. т, на 01.01.2011 г.): всего $A+B+C_1$ 121,804, из них нераспределенный фонд $A+B+C_1$ 111,387, C_2 1,524. Забалансовые запасы (млн. т., на 01.01.2011 г.) всего 48,778, из них нераспределенный фонд 48,702. Прогнозные ресурсы – 263 млн. т.

Солнцевское месторождение (V-5-23) расположено юго-восточнее г. Углегорска. Площадь 120 км². Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты, южного окончания Углегорской синклинали. Установлено 8 рабочих пластов сложного строения, относительно выдержанных, мощностью от 2,22 до 13,72 м. Основные запасы угля сосредоточены в двух самых мощных пластах (IV-V). Угли пластов I, II, III являются бурыми марки ЗБ, угли нижних пластов, включая пласт IV относятся к каменным марки Д. Угли мелко- и средnezольные (среднее 12,7%), с высокой теплотой сгорания (средняя 29,5 МДж/кг). Обогащаемость легкая (80%) и средняя (20%). Горнотехнические условия эксплуатации средней сложности. Разрабатываются два участка: Южный и Центральный. Эксплуатируется ООО «Углегорск-уголь», «Сахуголь-2». Запасы (млн. т, на 01.01.2011 г.): всего $A+B+C_1$ 121,804, из них нераспределенный фонд $A+B+C_1$ 105,796, C_2 0,556. Прогнозные ресурсы – 2 227 млн. т.

Красногорское месторождение (VI-5-10) расположено восточнее г. Красногорска. Протягивается от с. Парусное до оз. Айнское. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты среднемиоценового возраста. Имеется 14 угольных пластов, из которых 5-6 имеют рабочую мощность. Угленосность разреза уменьшается к северу. Угли среднезольные (10-25%), малосернистые (0,2-0,4%). Месторождение не разрабатывается. Объект относится к нераспределенному фонду. Запасы оцениваются (млн. т, на 01.01.2011 г.): всего А+В+С₁ 87,777, С₂ 16,035. Забалансовые запасы (млн. т., на 01.01.2011 г.) всего 4,086. Прогнозные ресурсы – 1 548 млн. т.

Проявления бурых углей преимущественно сосредоточены на материковой суше, например, *Гаванское* (I-3-14), *Правобережье р. Амур* (II-1-11), *Хунгарийское* (III-1-5), *Тумнинское* (IV-3-6) и *р. Коппи* (VI-2-13).

Краткая характеристика разрабатываемых и перспективных месторождений каменного угля листа М-54.

№ на карте	Наименование месторождения, перспективной площади	Краткое описание месторождения, перспективной площади	Степень освоения, предприятие	Единицы измерения	Балансовые запасы на 01.01.2011 г.		Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы
					A+B+C ₁	C ₂		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Каменный уголь								
П-5-21	Верхний Армудан	Расположено в 5,5 км западнее пос. Верхний Армудан, протягивается полосой шириной 1,5- 2 км на расстояние 16 км от верховий р. Арково на севере до верховья р. Пиленга на юге. Северная часть месторождения – участок Камышовый, южная – Верхне-Армаданский. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты. Из 10 пластов угля 2 являются рабочими. По участку Камышовому угли малозольные (10%), низко-сернистые (0,2-05%), с высокой теплотой сгорания (33 МДж/кг). Отработка может вестись открытым способом. По участку Верхне-Армаданскому выделено два пласта: Армаданский I (протяженность 6,5 км, мощность 2,2-8,4 м) и Пиленгский (протяженность 2,7 км, мощность 7,5 м). Участок находится в разведке.	Находится в разведке и эксплуатируется ОАО «Сахалин-уголь-5»	млн. т	0,636	1,625	0,597	
П-5-26	Дуйское	Расположено в 10 км южнее г. Александровск-Сахалинский. Приурочено месторождение к северной части Дуйско-Октябрьской синклинали. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты среднемиоценового возраста, содержащей 14 рабочих пластов мощностью 0,65-2,31 м. Угли коксующихся марок К и Ж. Выход летучих веществ 13,3-46,8%, толщина пластического слоя 4-40 мм. Угли средnezольные (9-18%), малосернистые (до 0,5%), с повышенным содержанием фосфора (0,15-0,18%).	Нераспределенный фонд	млн. т	3,824	0,659	0,518	-
П-5-25	Нижний Армудан	Расположено в 7 км юго-западнее пос. Тымовское, вблизи пос. Нижний Армудан. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты. Выявлено два угольных пласта, один из них имеет промышленное значение. Зольность – 3,21-21,46%, выход летучих на горючую массу – 37,77-46,56%, содержание серы – 1,03%, теплота сгорания – 27-34 МДж/кг.	Нераспределенный фонд	млн. т	0,061	0,106		
П-5-28	Каменское	Находится в 15 км южнее г. Александровск-Сахалинский, в 3 км к востоку от Татарского пролива. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты. Мощность 5 рабочих пластов 0,9-1,52 м. Угли мало- и средnezольные (9-16%), малосернистые (0,4-0,5%) с высокой теплотой сгорания (36-37 МДж/кг), с повышенным содержанием фосфора (0,03-0,13%). По выходу летучих веществ (21-35%) и характеру	Эксплуатируется ООО «Мангидай-уголь»	млн. т	0,194	-	-	

		спекаемости (12-27 мм) угли относятся к коксовым марки К. Горнотехнические условия эксплуатации сложные. В северо-западной части месторождения выделен участок Северный для добычи открытым способом.							
II-5-34	Октябрьское	Расположено в 22 км к югу г. Александровск-Сахалинского, протягивается на 3,5 км на север от р. Поселёнка, в 300-800 м от берега Татарского пролива, S = 2,3 км ² . В юго-западной части оно граничит с Поселёно-Докторским месторождением по сдвигу Пограничному. Приурочено к асимметричной брахисинклинали, осложнённой многочисленными дизъюнктивными нарушениями, разбивающими месторождение на тектонические блоки. Угленосность связана с отложениями верхнеудейской свиты, содержащая до 17 пластов угля и углистого аргиллита, мощностью от 0,2 до 8,25 м (Мср.=1,14-1,62 м). Угли марки К, зольность – от 5-6 до 27%, влага – 0,34-9,2%, выход летучих веществ – 16-19% (СВ) до 25-27% (СЗ)., сера – 0,43-1,91%, теплота сгорания – 8000-8800 ккал/кг. Северная часть месторождения относится к площади с неясными перспективами.	Нераспределенный фонд	млн. т			12,112		
III-5-1	Поселёно-Докторское	Расположено в 25 км южнее г. Александровск-Сахалинский, в 2 км от Татарского пролива, площадь 4,5 км ² . Угленосность связана с отложениями верхнеудейской свиты среднемиоценового возраста, содержащей 9 рабочих пластов угля. Угли среднезольные (13-28%), малосернистые (0,4-1,4%) многофосфорные (0,046-0,117%). По содержанию летучих веществ на горючую массу (30-35%) и величине пластического слоя они относятся к газовым и коксовым. Горнотехнические условия эксплуатации сложные. В пределах месторождения выделено 3 участка: Поселёно-Докторский, Южный, Северо-Западный.	Нераспределенный фонд	млн. т	9,02	4,639	0,924	31	
IV-5-19	Усть-Бошняковское	Расположено к северу и югу от пос. Бошняково. Выделено три участка: Бошняковский-4, поле шахты №23 и Бошняковский-6. Выявлено 11 рабочих пластов угля. Угли среднезольные (18-32%), малосернистые (0,4-0,6%), с высокой теплотой сгорания (35-36 МДж/кг).	Нераспределенный фонд	млн. т	9,037	0,866	1,957	-	
IV-5-31	Усть-Лесогорское	Расположено к северу и югу от пос. Тельновский вдоль берега Татарского пролива. Угленосность связана с отложениями верхнеудейской свиты. Выявлено 18 рабочих пластов угля. Угли среднезольные (17-28%), с высокой теплотой сгорания (34 МДж/кг), малосернистые (0,3-0,5%), фосфористые (0,1-0,2%), содержание углерода – 86-88%, водорода – 4,5-5,5%, обогатимость углей средняя, марки К и Т. Горнотехнические условия эксплуатации сложные. Выявлено 7 участков: Гончаровский, Лесогорское-1, 2, 4, 5, Каменский, Каменский-Южный.	нераспределенный фонд	млн. т	20,321	4,077	4,239	128	
IV-5-32	Лесогорское (Надеждинское)	Расположено восточнее, в междуречье Надеждинка-Гончаровка. Продуктивными являются отложения верхнеудейской свиты. Установлено 18 пластов угля с рабочей характеристикой. Зольность угля – 10-27%,	Эксплуатируется ООО «Недра	млн. т	Всего: 51,760	Всего: 48,678			

		содержание серы – 0,3-0,5%, фосфора – 0,02-0,07%, марка – Г6, ДГ, Г, Ж, К. Угли средне- и труднообогатимые. Горнотехнические условия эксплуатации сложные. Разрабатывается участок Варварский. Шахта Тельновская, шахты № 7, 10, 21 законсервированы, участки Северный, Надеждинское № 1, 2, Надеждинский-Южный, северная и южная прирезки к полю шахты Тельновская – резервные.	Сахалина, ООО «Звезда». Нераспределённый фонд		51,663	48,572	7,089	262
V-5-13	Углегорское (Шахтерское)	Расположено близ г. Шахтерска. Приурочено к восточному крылу Углегорской синклинали и связано с верхнедуйской свитой, содержащей 17 рабочих пластов каменного угля марок Г, ДГ, ГЖО, Ж. Угли мелко- и среднезольные, с высокой теплотой сгорания (более 33 МДж/кг), со средней трудностью обогатимости. Содержание летучих – 36-40%, углерода – 80-85%, водорода – 6-8%. Горнотехнические условия эксплуатации из-за интенсивной разрывной тектоники сложные. Эксплуатируются поля шахт «Ударновская» и «Углегорская» Участки Сергеевский-Северный и Ударновский перспективны для шахт.	Эксплуатируется ООО «Шахтоупр. Шахтерское, ЗАО «Солнцевское»; ООО «Сахуголь-б» Нераспределённый фонд	млн. т	Всего: 124,442 43,896	Всего: 153,438 114,412	3,102	770

Краткая характеристика перспективных-проявлений каменного угля листа М-54.

№ на карте	Наименование перспективной площади	Краткое описание перспективного проявления	Степень освоения, предприятие	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы
1	2	3	4	5	6
I-5-1	I Мачинское	Расположено в 6 км севернее пос. Мгачи в междуречье рек Средняя Танги – Малая Мачи. Приурочено к Мачинской грабен-синклинали, протягивающейся в СВ направлении на 8 км и шириной до 5 км. Угленосность связана с отложениями арковской и верхнедуйской (прослеживается непрерывной полосой от 300 м – на восточном крыле синклинали, до 700 м в её замковой части) свит. Строение пластов от простого до сложного, мощность пластов от 0,1 до 2,68 м. Марка углей Д. Средние показатели: влага – 6%, зола – 15,6%, сера – 0,25%, выход летучих веществ – 46,2-49,6%, теплота сгорания – 26,3 МДж/кг. После проведения дополнительных детальных геологоразведочных работ возможна отработка малыми карьерами в отдельных тектонических блоках в южной части месторождения.	Нераспределённый фонд	млн. т	До глубины 150 м – P ₁ – 47,418
I-5-17	I Александровское	Расположено в Александровск-Сахалинском районе, протягивается вдоль Татарского пролива на 36 км с севера на юг, шириной 1,5-3,5 км, S≈55 км ² . Приурочено к южной части Мгачинской и Александровской грабен-синклиналей, сильно нарушенных рядом дизъюнктивов различных направлений и амплитуд, вследствие чего все участки имеют мелкоблочную структуру. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты, содержащей 32 угольных пласта, большинство пластов сложного строения, выдержанные и невыдержанные по мощности и качеству. Угли марки Д, среднезольные, малосернистые, высококалорийные. Выделено 5 участков: Северо-Арковский, поле шахты «Арково», Александровский, Козулинский, Южно-Берёзовский. Вследствие сложных горногеологических условий, открытая разработка возможна в 2-х отдельных тектонических блоках, запасы по которым составят по 30-40 тыс.т., коэффициент вскрыши (Квскр.)=13-15 м ³ /т.	Нераспределённый фонд	млн. т	До гл. 50 м – P ₂ – 5,0
I-5-32	I Медвежское	Расположено в 20 км южнее г. Александровск-Сахалинский, протягивается на 3,5 км от р. Озёрной на юг, в 3 км от берега Татарского пролива. Проявление приурочено к Дуйской синклинали, угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты. Выделены 2 участка: Северная Медвежка и Южная Медвежка.	Нераспределённый фонд	млн. т	До гл. 50 м – P ₁ – 1,0
II-5-9	I Владимиро-Агневское	Расположено в Александровск-Сахалинском районе, протягиваясь на 22,5 км с С на Ю от верховий р. Б.Александровка до среднего течения р. Чернолесенка (≈ в 10-12 км от берега Татарского пролива). Проявление приурочено к Владимировской грабен-синклинали. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты, мощностью 250-300 м и содержащей от 3 до 9 угольных пластов общей мощностью от 3,4 до 9,0 м. Угли марки ГЖ, зольность 2,0-33%, влага – 1,0-8,1%,	Нераспределённый фонд	млн. т	P ₂ – 111,0

		сера – 0,7-1,8%, летучие вещества – 27-47%, теплота сгорания – 5,700-8310 ккал/кг, уд. вес – 1,3 г/см ³ . В настоящее время выделяются 4 участка: Корягинский, Ключ Холодный, Угольный, Чернолесенский, все участки относятся к группе площадей с неясными перспективами и требуют дополнительных геологоразведочных работ.			
II-5-11 I	Агневское	Расположено в 50 км к югу от г. Александровск-Сахалинский, в 0,3-3,0 км от берега Татарского пролива, в 1,5 км от бывшего пос. Агнево. проявление приурочено к Хойнджинской синклинальной зоне, является восточным крылом Кузнецовской синклинали, имеющей блочное строение. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты, содержащей три угольных пласта сложного строения, мощностью: I пл. – 5,49-8,24 м, II пл.– 0,2-4,11 м, III пл.– 0,5-2,90 м. Угли марки ГЖ, зольность – 5,6-25,5%, влага – 4,8-10,8%, сера – 0,19-0,62%, летучие вещества – 35,9-42,1%, теплота сгорания – 5709-7517 ккал/кг. Можно выделить 2-3 участка для открытой разработки по 70-80 тыс. т с Квскр.=10 м ³ /т.	Нераспределенный фонд	млн. т	До гл. 300 м – P ₁ - 6,0. В инт. 300-600 м – P ₂ -2,0.

Наиболее хорошо изучено Хунгарийское проявление (Ш-1-5) (непромышленное малое месторождение). Оно приурочено к малой одноименной межгорной впадине, выполненной миоценовыми образованиями. Здесь, в 1936–1938 гг. и в 1944–1945 гг., на площади 6 км² проведена детальная разведка. Было установлено 15 пластов и пропластков бурого угля мощностью 0,1–2,55 м, разделенные 3 пачками туфовых отложений. Продуктивный угленосный горизонт сложен слабосцементированными алевролитами и песчаниками, вмещающими пласты и пропластки бурого угля сложного строения, которые залегают на глубинах от 0,5 до 120 м. Наиболее выдержанным является пласт № 4 с рабочей мощностью от 0,1 до 4,2 м (средняя 2,4 м). Угли гумусовые марки Б₂, Б₃, высокозольные (22,6–59,4 %), выход летучих – до 57,5 %, влаги – 11,5–37 %, серы – 0,34–1,1 % (среднее 0,64 %), углерода – 70,7 %, водорода – 5,2 %. Теплотворная способность – 4951–6792 ккал/кг, удельный вес –1,54–1,84 г/см³. Запасы угля по кат. В+С₁+С₂ 4-х пластов составляют 7,945 млн т [429, 317]. Прогнозные ресурсы угля кат. Р₁+Р₂+Р₃ – 20 млн т. Он может использоваться только в качестве бытового топлива, однако высокая зольность и влажность, сложное строение угольных пластов, а также значительные затраты в случае освоения обесценивают значимость этого проявления.

На правом берегу р. Амур (П-1-11) в туфоалевролитах утицкой свиты выявлен пласт бурого угля мощностью 0,6 м черного цвета с 10% обломков алевролитов. Качество угля не определялось, проявление неперспективное [392А].

В северо-восточной части листа, в Удыльской прогнозируемой угленосной площади, фиксируются незначительные признаки угленосности. Так, скважиной близ с. Верхн. Гавань (I-3-14) на глубине 160,55 и 164,6 м, вскрыто 2 пласта бурых углей мощностью соответственно 0,45 и 0,9 м. Перспективы выявления здесь месторождений третичных углей маловероятны [11].

Две маломощные линзы бурых углей установлены буровыми скважинами в олигоцен-миоценовых отложениях (?) на глубине 18 и 38 м, в долине р. Тумнин (IV-3-6) в 6 км ниже устья руч. Людо, Тумнинской экспедицией Бампроекта (1940 г.). Данные о качестве и параметрах углей отсутствуют [64].

На правом берегу р. Коппи (VI-2-13) геолого-съёмочными работами масштаба 1:200 000 в туфогенно-осадочных отложениях кизинской свиты выявлены линзообразные прослои бурых углей мощностью 10–15 см, быстро выклинивающиеся по простиранию. Угли темно-бурого цвета, плитчатые, хрупкие [10]. Все эти углепроявления не представляют практического интереса, ввиду малой мощности угольных пластов или же глубокого их залегания.

Сведения о других месторождениях бурого угля для удобства восприятия информации приведены в таблице 8.6.

Краткая характеристика разрабатываемых и перспективных месторождений бурого угля листа М-54 (о.Сахалин).

V-5-20	Константиновское	Расположено в 10 км юго-восточнее г. Углегорска. Площадь 12,5 км ² . Приурочено к отложениям верхнедуйской свиты. Выявлено 4 рабочих пласта угля. Угли бурые, малозольные (10%), малосернистые (0,2-0,3%), с высокой теплотой сгорания (среднее 25 МДж/кг), склонны к самовозгоранию. Горнотехнические условия разработки простые.	Эксплуатируется ООО «Трестуголь» Нераспределённый фонд	млн. т	Всего: 5,548 1,695	55,052	-	109
V-5-21	Вахрушевское	Расположено вблизи пос. Вахрушев. Приурочено к брахисинклинали, сложенной верхнедуйской свитой, содержащей 2 рабочих пласта, из которых верхний (1 пласт) полностью отработан. Пятый пласт, залегающий в нижней части разреза имеет сложное строение, значительную мощность (средняя – 20,7 м, полезная – 12,3 м, к югу уменьшающаяся до 4,4 м), зольность – 31%, теплота сгорания – 27-32 МДж/кг, содержание серы от 0,4% до 1,3%. Обогаемость трудная и очень трудная. Горнотехнические условия эксплуатации несложные. Разрабатываются два участка: Северный и Лермонтовский разрез-2.	Эксплуатируется ООО «Сахалин-уголь-1» Нераспределённый фонд	млн. т	Всего: 140,646 121,416	1,797	Всего: 16,959 16,481	-
V-5-22	Вахрушевское-Восточное	Расположено восточнее пос. Вахрушев. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты. Установлен 1 рабочий пласт угля. Зольность угля – 10-26%, теплота сгорания – 26-31 МДж/кг, содержание серы – 0,2-0,4%, обогаемость – очень трудная. Выделено три участка: поле шахты Лермонтовка, Восточный I и Восточный-Северный. Разработка возможна только подземным способом.	Нераспределённый фонд	млн. т	19,883	8,624	1,495	127
V-5-36	Макаровское	Расположено в междуречье Туровка-Осиновка, на расстоянии 35 км при ширине до 1 км. Угленосность связана с отложениями верхнедуйской свиты. Выявлено 7 пластов угля с рабочей характеристикой. Угли средnezольные (до 30%), малосернистые (0,3-0,5%), с высокой теплотой сгорания (29-32 МДж/кг), выход первичных смол – 5-12%. Горнотехнические условия эксплуатации сложные. Шахта Макаровская закрыта.	Нераспределённый фонд	млн. т	38,770	3,560	7,985	237

Торф. В пределах картографируемого листа отображены 23 крупных, 2 средних и 3 малых месторождения и 20 проявлений торфа осадочного типа, из них на материковой суше известно 6 крупных месторождений: *Дайкан* (I-2-9), *Горикан* (I-2-11), *Многоозерное* (I-2-12), *Морошечное* (I-2-15), *Мутинское* (II-3-2), *Сизиманское* (II-3-7) и 20 проявлений торфа [143, 10, 401]. Остальные объекты сосредоточены на о. Сахалин (табл. 5.8.6.)

Ввиду различий в технических свойствах торфа и особенностях месторождений материковой и островной суши, характеристика приводится раздельно.

Для объектов материковой суши, торф имеет хорошие агрохимические свойства и является органическим удобрением, но в качестве топлива не пригоден в связи с высокой зольностью и влажностью. Форма и размеры торфяных залежей низинного типа самые различные, средняя мощность их составляет 1,41–1,82 м, редко достигая 5–7,5 м (месторождение Мутинское). Торф травянисто-моховой и травянисто-осоковый, средней степени разложения (26–34 %), с зольностью 5–11 %, влажностью 86,2–87,4 % и повышенной кислотностью. Большинство проявлений торфа оценены лишь поисковыми работами при геологической съемке масштаба 1:200 000. Суммарные запасы месторождений составляют по кат. С₂–328,606 млн. т, из них балансовые запасы 2-х месторождений (Горикан и Многоозерное) кат. С₂ – 89,251 млн. т, забалансовые (Дайкан и Морошечное) – 34,355 млн. т, а прогнозные ресурсы проявлений составляют: кат. Р₁ – 2. т, кат. Р₂ – 32,051-млн. т (ТКЗ № 5, 1988) [Сводный баланс торфа на 1.01.2013]. Крупные месторождения торфа Дайкан и Морошечное находятся на территории Удальского заказника и разработке не подлежат. В связи с не развитым сельскохозяйственным производством в районе, объекты торфа на удобрения не осваиваются.

На островной суше залежи торфа сосредоточены в основном в пределах Тымь-Поронайской низменности. Возраст их четвертичный и в большей части современный. По составу растительности, характеру питания и строению выделено три геолого-промышленных типа: верховой (олиготрофный), переходный (мезотрофный) и низинный (евтрофный). Преобладает верховой тип залежи. Мощность залежей торфа достигает 6 м при преобладающих значениях 2,0-3,5 м. Для торфяников характерна низкая степень разложения растительного материала (5-30%, реже 35-46%), низкая зольность (2-7%, редко 10-28%) и малая пнистость. Теплота сгорания около 20 МДж/кг.

Для удобства характеристики (в рамках Объяснительной записки) объектов торфа на о. Сахалин, они объединены в таблицу 5.8.6.

Добыча торфа на о. Сахалин производилась в основном сельскохозяйственными предприятиями, максимального уровня она достигала в 1987 г. – 1,71 млн.т. Начиная с 1988 г. и до настоящего времени добыча торфа сокращается. Одной из причин падения добычи торфа является сокращение сельскохозяйственных угодий (с 109 тыс. га в 1987 г. до 41 тыс. га в 1998 г.) и финансовые трудности. На добычу торфа выдано 8 лицензий для 7 предприятий. Торф используется в основном в сельском хозяйстве (приготовление торфоавозного компоста с внесением его на поля в качестве органического удобрения, торфяных горшочков, торфоминеральной смеси). На торфодобывающем предприятии ООО «Террасторф» (Палевское месторождение) по про-

грессивной технологии готовится нефтесорбент. Продукция нашла свое применение при ликвидации последствий (нефтяных разливов) Курильского и Нефтегорского землетрясений и приобретается нефтедобывающими предприятиями. Незначительная часть торфа поставляется на экспорт.

Краткая характеристика разрабатываемых и перспективных месторождений торфа

№ на карте	Наименование месторождения, перспективной площади	Описание месторождения, проявления	Степень освоения, предприятие	Единицы измерения	Балансовые запасы на 01.01.2011 г.		Забалансовые запасы	Утвержденные балансовые запасы		Прогнозные ресурсы, P ₁
					A+B+C ₁	C ₂		A+B+C ₁	C ₂	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
I-6-5	Джимдан	Расположено северо-западнее пгт. Ноглики на 1,0 км. Площадь – 880 га, промышленной залежи – 697 га. Средняя мощность пласта – 2,82 м. Степень разложения – 17%, зольность – 4,2%, влажность – 89%. Тип залежи верховой.	-	млн. т	-	-				2,438
I-6-17	Ныш I	Расположено юго-западнее пгт. Ноглики на 28 км. Площадь – 361 га, промышленной залежи – 281 га, средняя мощность пласта – 2,32 м. Степень разложения – 15%, зольность – 4,2%, влажность – 89%. Тип залежи верховой.	-	млн. т	-	-				0,842
I-6-21	Набиль-Нышская площадь	Расположена между Лунским и Набильским заливами. Площадь – 161000 га, промышленной залежи – 11500 га, средняя мощность – 2,0 м. Степень разложения низкая, зольность – 8%.	-	млн. т	-	-				28,831
III-5-8	Палевское (Т, У)	Расположено между поселками Палево и Лонгари. Площадь месторождения в промышленном контуре – 1595 га. Залежь верхового типа, средняя мощность – 3,09 м. Степень разложения – 25%, зольность – 6%, влажность – 88,5%. Добытое сырье распределяется на внутренний рынок Сахалинской области (80%) и на экспорт (20%).	Эксплуатируется ООО «Финторф»	млн. т	7,374	-	0,413	8,519		-
III-5-16	Хандасское	Расположено в 8 км севернее с. Онор. Площадь в контуре промышленной залежи – 1000 га, средняя мощность – 1,35 м. Степень разложения – 36%, зольность – 7,3%, влажность – 85%. Тип верховой и переходный.	Перспективно для разведки	млн. т	-	3,025	3,025			-
III-5-22	Абрамовское (Т, У)	Расположено в 9,5 км юго-восточнее с. Онор. Площадь залежи – 692 га, средняя мощность – 1,46 м. Степень разложения – 42%, зольность – 3,1%, влажность – 85,4%. Тип верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	2,599			2,599	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
III-5-24	Погорелое (Т, У)	Расположено в 11 км юго-восточнее с. Онор. Площадь залежи – 1012 га, средняя мощность – 1,46 м. Степень разложения – 45%, зольность – 7,1%. Тип залежи верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	3,305		3,305		-
III-5-25	Костина Речка (Т, У)	Расположено в 10,5 км юго-восточнее с. Онор. Площадь залежи – 570 га, средняя мощность – 1,4 м. Степень разложения – 33%, зольность – 6,9%, влажность – 86,3%. Тип верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	1,929	1,923			-
IV-5-12	Красногорское (У)	Расположено юго-восточнее г. Красногорска. Площадь – 248 га, средняя мощность – 2,31 м. Степень разложения – 32%, зольность – 17%, влажность – 86,2%.	Нераспределенный фонд	млн. т	0,634	-	0,316	0,634		1,200
IV-6-22	Хой (Т, У)	Расположено в 12,5 км северо-восточнее пос. Буюклы. Площадь – 484 га, средняя мощность – 3,44 м. Степень разложения – 17%, зольность – 2,2%, влажность – 90,2%. Тип верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	2,920			2,920	-
IV-6-23	Глухое (У)	Расположено в 10 км восточнее пос. Буюклы. Площадь – 307 га, средняя мощность – 2,51 м. Степень разложения – 7%, зольность – 2,5%, влажность – 90,2%. Тип верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	0,732			0,732	-
IV-6-24	Рукутама Уч.1. (У) Уч.2. (П, И)	Расположено в междуречье рек Оленья и Рукутама. Самое крупное месторождение Сахалина. Площадь – 43746 га, средняя мощность – 3,44 м. Степень разложения – 14%, зольность – 1,7%, влажность – 90,7%. Теплота сгорания 23 МДж/кг.	Перспективно для разведки	млн. т	-	219,709 108,194 111,515			219,709 108,194 111,515	-
IV-6-25	Оленья-Тарайка Уч.1. (У) Уч.2. (П, И)	Расположено в междуречье рек Поронай и Оленья. Площадь – 23174 га, средняя мощность – 3,65 м. Степень разложения – 14%, зольность – 2,4%, влажность – 90,6%. Тип переходный, верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	122,037 49,804 72,233			122,037 49,804 72,233	-
IV-6-26	Буюклы (П, И)	Расположено в 10 км восточнее пос. Буюклы. Площадь – 703 га, средняя мощность – 3,21 м. Степень разложения – 24%, зольность – 2,8%, влажность – 90,2%. Тип верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	1,306			1,306	-
IV-6-27	Окуто Уч.1. (У) Уч.2.(П, И)	Расположено севернее оз. Невского в междуречье рек Длинная и Куриловка. Площадь – 12940 га, средняя мощность залежи – 3,38 м. Степень разложения – 19%, зольность – 2,8%, влажность – 90,7%. Тип залежи верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	61,669 9,250 52,419			61,669 9,250 52,419	-
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
V-5-9	Фуру (П, И)	Расположено юго-западнее г. Поронайска, в междуречье рек Пойма и Черная Речка. Площадь – 2560 га,	Перспективно для разведки	млн. т	-	7,999			7,999	-

		средняя мощность – 2,79 м. Степень разложения – 14%, зольность – 3,6%, влажность – 92,5%. Тип залежи верховой.	разведки							
V-5-18	Ковжа	Расположено в 1 км восточнее с. Ольховка, в районе одноименного озера. Площадь – 422 га, средняя мощность – 3 м. Степень разложения – 12,5%, зольность – 2,5-9,0%, влажность – 85%. Тип низинный, переходный.	Перспективно для разведки	млн. т	-	4,399			4,399	-
V-6-1	Сито (П, И)	Расположено в междуречье рек Поронай и Каменки. Площадь – 1496 га. Средняя мощность залежи – 3,45 м, степень разложения – 12%, зольность – 3,7%, влажность – 91,6%. Тип верховой, переходный, низинный. Разрабатывалось японцами.	Перспективно для разведки	млн. т	-	6,625			6,625	-
V-6-2	Пон (У)	Расположено в междуречье р. Прозрачная и Доросун. Площадь – 3227 га, средняя мощность залежи – 3,64 м. Степень разложения – 22%, зольность – 4,9%, влажность – 90,7%. Тип залежи верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	17,267			17,267	-
V-6-3	Таран Уч.1.(У) Уч.2. (П, И)	Расположено между р. Поронай и ее левым притоком р. Таранка. Площадь – 4147 га, средняя мощность – 3,57 м. Степень разложения – 13%, зольность – 2,6%, влажность – 92%. Тип залежи верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	16,870 2,087 14,800			16,870 2,087 14,800	-
V-6-5	Поронайская Долина (П, И)	Расположено в 5 км севернее г. Поронайска. Площадь – 5169 га, средняя мощность залежи – 3,56 м. Степень разложения – 13%, зольность – 3,8%, влажность – 93%. Тип залежи верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	-	19,322			19,322	-
V-6-6	Торонай Уч.1. (П, И) Уч.2. (Т, У)	Расположено в 2 км западнее г. Поронайска. Площадь – 2558 га, средняя мощность – 3,71 м. Степень разложения – 22%, зольность – 9,1%, влажность – 92,4%. Тип верховой.	Перспективно для разведки	млн. т	7,468 5,910 1,558	-		7,468 5,910 1,558	-	-

Примечание: вид сырья – Т – топливо; У – удобрение; П – подстилка; И – изоляция.

Металлические ископаемые

Черные металлы

Железо. Один пункт минерализации осадочного типа *Сухановский (Циммермановский)* (I-2-41) установлен на правом берегу р. Амур. Здесь на площади 2,5 км², в террасовых осадках нижнего неоплейстоцена, прослой слабо сцементированных галечников включают многочисленные стяжения бурого железняка со средним содержанием железа 15,07 %, кремнезема – 60,6%. Мощность залежи – от 0,5 до 8 м. Объект разведывался в 1938 г. шурфами, канавами и получил отрицательную оценку.

Марганец. В пределах материковой суши выявлено 4 проявления: *Моховое* (IV-1-12), *Мало-Эртукулинское* (IV-1-20), *Макаркинское* (V-1-5), *Правобарахтинское* (V-1-28) и вторичный литохимический ореол рассеяния (I-1-23) марганца. Первые установлены в Центральной Сихотэ-Алинской, а ореол рассеяния – в Нижнеамурской минерагенической зонах. Проявления осадочного типа сосредоточены, в основном, в триасово-юрских вулканогенно-кремнисто-терригенных образованиях джаурской свиты. В бассейнах рек Анной и Джаур пласты и линзы с марганцевой минерализацией мощностью 0,6–2 м прослежены до 2 км. Часто первичные кремнисто-карбонатные породы в результате метаморфической переработки превращаются в микрокварциты, насыщенные мелкими (от 5 см до 1 м) телами и пятнистыми скоплениями (до 10 x 30 см) родохрозит-родонитового, реже псиломеланового состава. Микрокварциты, насыщенные мелкими телами и пятнистыми скоплениями родонитового состава, обладают высокими декоративными свойствами и могут использоваться как поделочный камень. Карбонатно-силикатные руды имеют следующий состав: кремнезем 10-50 %, родохрозит (до 30 %), родонит (50–85 %), кальцит, олигонит, манганит, псиломелан, пиролюзит, браунит и др. Содержание марганца в рудах колеблется от 10,68 до 43,11 %, а во вмещающих породах – от 5,83 до 12,22 % [320, 455, 341].

Вторичный геохимический ореол марганца (I-1-23), с содержанием марганца в донных отложениях от 3000 до 15 000 г/т, приурочен к полю развития силянской свиты и не представляет практического интереса [294].

Хром. Пункты минерализации хромитов, в коренном залегании (общим количеством 3 -IV-6-14; IV-6-15; IV-6-16) выявлены на островной суше в процессе средне- и крупномасштабных геологосъемочных работ [32ф] в верховьях рек Герань и Березовка, в пределах Березовского протрузивного массива габбро-гипербазитового состава, в поле развития ракинтинского тектоногенного комплекса. Хромиты обычно присутствует в серпентинизированном дуните в виде вкрапленников и прожилков. Вкрапленный хромит образует линзовидные скопления мощностью 1,5-2,5 м с содержанием полезного минерала до 10-15%. Прожилковые руды встречены в средней части массива, где они образуют ряд параллельных линз мощностью от 0,02 до 0,2 м и протяженностью 0,5-3 м. Сложены линзы на 90-95% массы породы зернами хро-

мита размером от 0,1 до 3-4 мм и на 5-10% серпентинитом по оливину. В линзах в многочисленных мелких зонах дробления содержатся мелкие (до 0,1 мм) рассеянные зерна серебра клинообразной формы. Красноватые внутренние рефлексы в хромитах свидетельствуют о преобладании в них хромпикотитовой составляющей.

По данным химико-спектрального и пробирного анализов, в руде, помимо двуокиси хрома с содержанием 48,6%, присутствуют никель (0,017-0,12%), золото (1,28 г/т), платина (до 1 г/т), палладий (0,12 г/т) и серебро (3,8 г/т). По неопубликованным данным Ф.П. Леснова (ИМГ СО РАН, ИСП-АЭС метод) в образцах массивных и густо вкрапленных хромитов (из коллекции автора и ОАО «СахГРЭ»): содержание двуокиси хрома достигает 55%, кобальта до 249 г/т, никеля – 721 г/т, ванадия до 1169 г/т, цинка – 371 г/т, платины до 1,44 г/т и палладия – 0,35 г/т. Содержания платиноидов по Ф.П. Леснову, основаны на данных атомно-адсорбционного, нейтронно-активационного и пробирно-спектрального анализов (2009 г.). Дальнейшее изучение Березовского массива с целью выявления промышленных рудных тел хромита с сопутствующими компонентами не представляется целесообразным, ввиду его присутствия в мелких по размеру телах и невысокого содержания Cr_2O_3 .

Титан. В прибрежной полосе шельфа Татарского пролива до изобат 20–30 м, выявлено 3 россыпных проявлений титана с ванадием и железом: *Сюркум* (III-3-9), *Аукан* (IV-3-1) и *Чумка* (IV-3-9). Россыпные проявления мелкозалегающие, морские прибрежные, длиной от 5,7 до 8,7 км, шириной 0,81–1,5 км, мощностью 2,6–5,1 м. Содержание ильменита составляет 6,4–8,1 кг/т, магнетита 0,6–53,9 кг/т и циркона – до 0,1 кг/т. Содержание в осадках шлейфа двуокиси титана – 0,64–1,02 %, пятиокиси ванадия – 0,21–0,29 %, железа – 4,06–5,39 %. Суммарные прогнозные ресурсы этих россыпных проявлений по кат. Р₃ составляют 2,33 млн т двуокиси титана, 78,8 тыс. т пятиокиси ванадия и 16,1 млн т железа [430].

В междуречье Пильда-Бичи установлен шлиховой ореол ильменита (I-1-6) среди интрузий гранодиорит-порфиров и кварцевых монзонитов эвурского комплекса. Ильменит в ореоле содержится от 9 до 228 г/м³ и практического значения не имеет [323].

Цветные металлы

Медь. Медь в виде проявлений известна только в пределах материковой суши. Проявления меди относятся к гидротермальному плутоногенному генетическому типу, медно-кварц-сульфидной, медно-колчеданной и медно-порфировой формациям. На площади листа известно 5 проявлений, 1 пункт минерализации и 10 вторичных литогеохимических ореолов рассеяния меди, расположенные в Нижнеамурской и, в основном, Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минерагенической зонах.

Оруденение гидротермального типа медно-кварц-сульфидной формации связано с зонами брекчирования, окварцевания и сульфидизации, кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, часто приуроченными к тектоническим

разломам. Представителями этой формации являются проявления Кукша-2 и Верхне-Арсеньевское.

Проявление Кукша-2 (VI-1-36) приурочено к зонам дробления северо-западного простирания с минерализацией вблизи контакта риолитов с вмещающими породами лужкинской свиты, образуя вкрапленность халькопирита, выклинивающиеся прожилки, линзы и примазки малахита. Совместно с малахитом и халькопиритом отмечаются азурит, борнит, ковеллин, лимонит. Содержание меди составляет 0,1–1,0 %, олова – до 0,3 %, свинца – до 0,03 %, цинка – до 0,1 %, мышьяка – до 0,6 % [380].

Проявление Верхне-Арсеньевское (VI-1-55) сложено песчаниками и алевролитами светловоднинской свиты, прорванных интрузией диоритового состава баппинского комплекса. На площади проявления выявлена геохимическая аномалия меди (20 x 40 м) с содержанием 0,05–0,08 %. Метасоматически измененные породы линейного типа несут сульфидную вкрапленность с содержанием меди сотые доли процента и только в штучных пробах – от 0,2 до 0,97 %. В кварц-сульфидных брекчиях медь содержится в количестве 0,4–0,6 % [400].

Проявление Нижне-Мончинское (III-1-8) медно-колчеданного формационного типа приурочено к зоне крупного Колчеданного разлома и локализовано в алевролитах кабулинской толщи, прорванных гранодиоритами верхнудоминского комплекса. Здесь выявлены глыбовые развалы железного колчедана, состоящего из мелкозернистого пирита, в массе которого развиты скопления халькопирита и вкрапленность сфалерита, галенита. Содержание меди составляет 0,3 %, редко 3–6 %, цинка – до 0,3 %, редко 3 %, свинца – 0,1–0,3 %, железа – до 10 %, редко до 50 %, титана – 0,01–0,03 %, марганца – 0,01–0,03 %, серебра – 0,001–0,003 % [135].

Основные перспективы меденосности площади листа связываются с крупнообъемными объектами медно-порфировой формации.

Проявление Ночное (VI-1-1) выявлено среди терригенно-осадочных отложений устьколумбинской свиты, прорванных штоком гранит-порфиров прибрежного комплекса, в которых установлены линейные и штокверковые зоны прожилково-вкрапленных руд. Линейные зоны с молибден-медной минерализацией обладают мощностью 1,0–12,2 м и протяженностью до 400 м. Содержание меди составляет 0,5–2 %, серебра – до 100 г/т, олова – 0,1–0,34 % (редко 2,37 %), вольфрама – 0,01–0,71 % (редко 1,9 %), молибдена – 0,004–0,3 %, свинца – до 0,3 %, цинка – до 0,3 % (редко 1 %), мышьяка – до 1 %, редко бериллия – до 0,3 %. Штокверк со сближенными зонами прожилкового окварцевания имеет ширину 200 м и длину 600 м. В нем выявлены интервалы шириной 4,0–6,0 м со средним содержанием меди 0,3–0,92 %. Рудная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, молибденитом; отмечаются вольфрамит, касситерит, галенит, шеелит, сфалерит, борнит, халькозин и др. Прогнозные ресурсы кат. P₂ – 230 тыс. т меди [250]. В.В. Гаврилов (1969), проводивший на проявлении поисковые работы, оценивает его как неперспективное. В 1993 г. совместная российско-австралийская компания «Дальпацифик минералс» на объекте Ночном провела геолого-геофизические работы с проходкой канав и электроразведочных работ методом ВЭЗ-ВП. Выявлены 2 рудоносные зоны серицит-кварцевых метасомати-

тов – Северная и Южная общей длиной 2650 м и мощностью от 2 до 290 м, в которых вскрыты 6 рудных тел прожилково-окварцованных пород мощностью 1,4–8,2 м. Руды бедные (0,1–0,3 %) с интервалами рядовых (0,3–1 %) и одним интервалом (2 м) богатых с содержанием меди 2,2 %. Необходимо отметить, что относительно невысокие содержания меди в рудах с поверхности (0,25–0,41 %) имеют тенденцию некоторого увеличения с глубиной. Прогнозные ресурсы меди кат. P_2 – 729 тыс. т при среднем содержании 0,25 % [458].

Проявление Сухое (VI-1-24) расположено в терригенно-осадочных отложениях устьколу́мбинской свиты и вулканоплутонической постройке богоспольского комплекса, прорванных дайками гранитов прибрежного (?) комплекса. Оруденение приурочено к Восточному, Центральному и Западному сильно минерализованным штокам лейкогранитов верхнеудоминского комплекса и контролируется серией крупных разрывных нарушений северо-восточного простирания. Штоки гранитов, а также вмещающие породы интенсивно окварцованные и пропилитизированные с прожилково-вкрапленным оруденением сульфидов меди, молибдена, галенита, сфалерита, пирита, вторичных минералов меди и висмута. Выявлены десятки рудных зон мощностью 10–20 м на значительной площади. Содержание меди колеблется от 0,06 до 1,13 %, молибдена – от 0,01 до 0,37 %. Руды по минеральному составу, в основном халькопиритовые, халькопирит-пиритовые, по морфологии – прожилково-вкрапленные. Прогнозные ресурсы меди кат. P_2 проявления составляют 1275 тыс. т при среднем содержании 0,3 %. По классификации И. Г. Павловой проявление Сухое имеет много общего с чатыркульским жильным Mo–Cu типом, переходным к кальмакырскому меднопорфировому типу. В пределах штоков с глубиной следует ожидать повышение содержания золота и смену медно-молибденового оруденения золото-молибденовым [400].

В золоторудном проявлении *Кантагар* (I-1-44) содержание меди составляет 0,01–0,1 %, молибдена – 0,001–0,01 %. По геологическим предпосылкам здесь следует ожидать наличие также крупнообъемного оруденения порфирового типа. Прогнозные ресурсы меди кат. P_2 на площади рудного поля (20 км²) составляют 140 тыс. т [295].

Высокие содержания (до 6,8 %) меди установлены в скарновом полиметаллическом *проявлении Каменистое* (V-1-3) с прогнозными ресурсами кат. P_1 – 25 тыс. т [Штейнберг, 1963].

Пункт минерализации Хенмый (II-2-14) в связи с низкими содержаниями меди и малыми параметрами оруденения оценен как неперспективный [481].

Вторичные литогеохимические ореолы меди, как правило, тяготеют к приконтактовым зонам интрузий гранодиоритов, кварцевых диоритов, монцонитов. Содержание меди в них колеблется от 0,004 до 0,1 % [299, 296, 392А, 323].

Свинец, цинк. Проявления известны только в пределах материковой суши. Эти металлы большей частью встречаются совместно. В районе известно 13 проявлений, 7 пунктов минерализации и 13 вторичных литохимических ореола рассеяния свинца и цинка, расположенные в Усть-Амурской, Центральной Сихотэ-Алинской, Главной Сихотэ-Алинской (Лужкинской) и Во-

сточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минерагенических зонах. Полиметаллическое оруденение скарнового и гидротермального генетических типов относится к свинцово-цинковой скарновой и свинцово-цинковой жильной формациям.

Представителем скарновой свинцово-цинковой формации является проявление *Каменистое* (V-1-3), установленное на правом берегу р. Таунга. Рудоносные гранат-пироксеновые, пироксен-гранатовые скарны и скарнированные известняки слагают линзы мощностью до 50 м. Они содержат 5 сфалерит-галенитовых рудных тел мощностью 3,6–32 м и протяженностью 10–80 м. В скарнах наблюдаются скопления массивных сульфидных руд и прожилково-вкрапленное оруденение. Состав руд: сфалерит, галенит, арсенопирит, халькопирит, пирит, борнит, блеклые руды и др. Среднее содержание (в %): свинца – 2,17 (макс. 8,7), цинка – 6,39 (макс. 7,72), меди – 2,4 (макс. 6,8) на мощность 9,5 м и свинца – 0,75, цинка – 2,5, меди – 0,12 на мощность 5 м. В рудах обнаруживаются (в %): висмут (до 0,01–0,05), вольфрам (до 0,06), серебро (до 0,01–0,1), олово (до 0,03). Прогнозные ресурсы кат. P₁–145 тыс. т цинка, 60 тыс. т свинца. Проявление перспективное, на нем рекомендуются поисково-оценочные работы [518, 268, 419]. Высокие содержания свинца (до 1 %) и цинка (до 5 %) установлены также в скарнированных диабазах в комплексе полиметаллически-вольфрамовом *проявлении Джаур* (IV-1-6) [285, 264, 371].

Перспективное цинковое *проявление Зональное* (IV-1-10) сложено слюдисто-актинолитовыми, эпидот-хлорит-актинолитовыми породами по диабазам и туфам джаурской свиты. Эти породы содержат вкрапленность сульфидов – преимущественно сфалерита, редко пирита и халькопирита. В пределах перспективной зоны (400 x 100 м) выделено 6 рудных тел мощностью от 0,2 до 2,5 м (средняя 1,03 м), прослеженных на 50–100 м суммарной протяженностью 500 м. Рудные тела мощностью до 17,5 м, залегают согласно с вмещающими породами. Содержание цинка в рудных телах – от 1 до 8,27 % (среднее 4,48 %); присутствуют олово (до 0,1–0,2 %) и медь (до 0,1–0,5 %). Прогнозные ресурсы кат. P₂ – 90 т цинка на 1 метр углубки [341].

К гидротермальному жильному типу относятся проявления свинца – *Тоенку* (III-2-59), *Ясное* (IV-1-18), *Ветвистое-1* (V-1-48) и цинка – *Правобережье р. Гур* (III-1-10), приуроченные к триасово-юрским кремнисто-терригенным образованиям джаурской свиты и меловым терригенным отложениям приманкинской и ларгасинской свит. Оруденение связано с маломощными (от первых сантиметров до 0,32 м) кварцевыми прожилками и жилами с содержаниями свинца и цинка до 10 %. Проявления этого формационного типа, в связи с малыми параметрами рудных тел, неперспективные [519, 264, 343].

Проявления свинца и цинка, выявленные в кислых и средних эффузивах самаргинской свиты – неясной формационной принадлежности (возможно свинцово-цинковая жильная): *Верхнеудоминское* (III-2-34), *Перевальное* (VI-2-15) и др. В них минерализованные зоны дробленных пород и тектонических брекчий, мощностью от 0,2 до 10 м и протяженностью от 50 до 400 м, имеют крайне неравномерное содержание полиметаллов. Например, для Верхнеудоминского проявления характерны содержания Pb 0,54–1 % (редко до 10%), Zn

– до 1%, для Перевального – Pb 0,2–0,5% (редко до 1,67%), Zn 0,2–0,57%, в следствии чего перспективы незначительны (по данным ГГК 1000/2).

Промышленные концентрации свинца (до 5 %) и цинка (до 15 %) отмечаются в Пионерском оловорудном месторождении и при попутном извлечении могут представлять практический интерес [485, 439, 111].

Пункты минерализации свинца и цинка в связи с малыми параметрами оруденения и низкими содержаниями металлов – не перспективны [352, 400, 292].

Литохимические ореолы свинца и цинка приурочены к разломам, экзо- и эндоконтактам интрузий гранитоидов и известным рудным объектам. Содержание свинца в донных осадках – 0,0008–0,03 %, цинка – 0,05–0,5 % [518, 294, 323].

Молибден. Молибденовое оруденение зафиксировано только в пределах материковой суши. Оно сосредоточено в Пильдо-Лимурийском, Тумнинском, Шаман-Уктурском рудно-россыпных и Верхнесамаргино-Коппинском прогнозируемом рудном районах. Известно 18 проявлений, 4 пункта минерализации и 7 вторичных геохимических ореолов молибдена. Оруденение относится к гидротермальному плутоногенному и гидротермально-метасоматическому типу молибденит-кварцевой жильной молибденовой грейзеновой и порфировой формациям.

Проявление Редкое (I-1-10) молибденит-кварцевой жильной формации расположено в окрестностях Агние-Афанасьевского золоторудного месторождения и наиболее хорошо изучено. В штоке позднемеловых кварцевых диоритовых порфиритов нижнеамурского комплекса установлена рудная зона, состоящая из 46 сближенных маломощных (0,1–1 м) кварц-молибденитовых жил северо-западного простирания. Кварцевые жилы сопровождаются мощной зоной кварц-серицитовых метасоматитов и содержат молибденит, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин. Вкрапленность и гнездообразные скопления молибденита отмечаются также и в метасоматитах. Содержание молибдена – 0,001–0,1 % (в метасоматитах) и до 0,84 % (в кварцевых жилах); присутствуют медь (до 0,1 %), золото (до 2,5 г/т) и следы никеля. Проявление разведывалось в 1941–42 гг. и в 1952–53 гг. Отрабатывались отдельные кварцевые жилы с высоким содержанием (0,84 %) молибденита. Запасы молибдена кат. В+C₁+C₂ – 296,5 кг. В. Р. Поликанов 1954 [425] и М. К. Дьячков (1989) [296] оценивают его как неперспективное.

К этому же формационному типу относятся перспективные *проявления Дчигдони II (II-1-16), Правое (II-1-22), Холодное (II-1-28) и Мои (VI-1-60)*. В них выявлены зоны прожилково-окварцованных пород и серицит-кварцевых, кварц-серицитовых метасоматитов мощностью 5–160 м, протяженностью до 3500 м с многочисленными кварцевыми прожилками и жилами мощностью до 1 м с содержанием молибдена от 0,02 до 0,6 %. Прогнозные ресурсы молибдена по кат. P₂ – 285 тыс. т (Мои) [Олейников, 1984], кат. P₃ – 10,3 тыс. т (Дчигдони II), 48 тыс. т (Холодное) [Нелюбов, 1990].

Проявления Березовое-2 (I-1-9), Отрадное (II-1-38), Правобережье р. Тумнин (III-2-6), Правобережье р. Аты (III-2-13), Руч. Ольховый (VI-1-4), Водо-раздел руч. Ольховый – р. Джауса (VI-1-5), Правобережье руч. Салали (VI-2-

8), *Суако* (VI-2-10) – неперспективные. Они содержат маломощные (0,5–10 см) кварцевые прожилки, длиной первые метры, с содержанием молибдена 0,001–0,06 %, редко 0,1–0,56 % (проявление *Суако*) [352, 23, 454].

Оруденение грейзенового типа проявлено в терригенных отложениях удоминской и кемской свит, прорванных гранитоидами бекчиулского и баппинского комплексов – *проявления Верховье руч. Безымянный* (II-2-25), *Ядау* (VI-1-56) и в субщелочных лейкогранитах верхнеудоминского комплекса – *пункт минерализации Санку* (VI-2-4). Они представлены зонами грейзенизированных гранитов мощностью 10–200 м, протяженностью 500–1500 м. Молибденит образует тонкую вкрапленность, розетки, редко гнезда с халькопиритом, пиритом, вольфрамитом, касситеритом. Содержание молибдена редко достигает 0,1 %; присутствуют медь – 0,1–0,6 %, золото – 0,03–0,1 г/т, серебро – до 185 г/т. Несмотря на значительные размеры, зоны грейзенизированных гранитов имеют низкие (сотые и тысячные доли процента и только в проявлении *Ядау* – 0,02–0,1 %) содержания молибдена [10, 11, 481, 400]. Прогнозные ресурсы, оцененные по кат. P_2 для проявления *Ядау* составляют 245 тыс. т [400].

Практический интерес могут представлять проявления молибденовой порфировой формации: *Ежовое* (II-1-46) и *Лимонитовое* (II-2-5), на которых рекомендуется проведение поисково-оценочных работ. Оруденение этого типа установлено в терригенных отложениях уктурской свиты, в субвулканических и покровных риолитах, дацитах и их туфах маломихайловской свиты, в которых развиты зоны кварцевых, серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов мощностью 25–40 м, протяженностью 25–270 м (*Лимонитовое*) и мощностью 40–150 м, протяженностью до 4000 м в зоне Колчеданного разлома (*Ежовое*). Они вмещают многочисленные разно ориентированные кварцевые, кварц-лимонитовые прожилки (от 1–3 мм до 1–5 см), редко кварцевые жилы (до 2,5 м). Рудные тела содержат молибденит, арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, шеллит, магнетит, гематит, лимонит, мартит, ильменит. Содержание молибдена по рудным телам достигает 0,5 %, вольфрама – 0,037–1 %, меди (0,01–0,03 %, редко до 10 %), висмута (до 0,1 %), золота (до 0,7 г/т), серебра (до 300 г/т). Прогнозные ресурсы молибдена кат. P_2 – 17 тыс. т и вольфрама – 24,9 тыс. т (проявление *Ежовое*) [500, 392А], кат. P_2+P_3 молибдена – 36,5 тыс. т (проявление *Лимонитовое*) [298]. По-видимому, к этому формационному типу относится неперспективное *проявление Верховье р. Чипали* (V-2-21) с содержанием молибдена и меди – по 0,1 %. В пределах рудного поля золоторудного *проявления Кантагар* (I-1-44) прогнозные ресурсы молибдена кат. P_2 составляют 13 тыс. т [294].

Пункты минерализации характеризуются низкими (0,001–0,06 %) содержаниями молибдена и интереса не представляют [282, 298, 292]. Вторичные геохимические ореолы рассеяния молибдена тяготеют к экзо- и эндоконтактам палеогеновых и позднемеловых гранитоидов и диоритов, полям развития терригенных и вулканогенных образований. Содержание молибдена в пробах донных осадков – 0,003–0,01 %. [298, 294; 220].

Вольфрам. Проявления вольфрама зафиксированы и на материковой и на островной суше. В Нижне-Амурской, Центральной Сихотэ-Алинской, Глав-

ной Сихотэ-Алинской и Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минерогенических зонах известно 12 проявлений, 1 россыпное проявление, 12 пунктов минерализации, 22 шлиховых ореолов, 3 шлиховых потока и 2 вторичных геохимических ореола рассеяния вольфрама. Оруденение относится к скарновому и гидротермальному плутоногенному типам, вольфрамит-кварцевой грейзеновой, вольфрамит-кварцевой и шеелитовой скарновой формациям. Вольфрамовое оруденение приурочено к дайкам и штокам позднемеловых лейкократовых гранит-порфиоров, диоритов и к экзоконтактам интрузий гранитоидов верхнеудоминского комплекса.

Типичным представителем вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации является *Учаминское проявление* (I-1-34), выявленное в окрестностях Учаминского золоторудного месторождения в Пильда-Лимурийском рудно-россыпном районе. Оно пространственно совмещено с одноименным бериллиевым проявлением. Здесь, в пределах куполообразного поднятия кровли гранитного массива, алевролиты и песчаники пионерской свиты, прорваны многочисленными дайками и малыми телами лейкогранитов нижнеамурского комплекса. В экзо- и эндоконтактах лейкогранитов, образующих штокверк (2,8 км²), наблюдается повсеместная грейзенизация и густая сеть кварцевых прожилков с вкрапленностью вольфрамита, шеелита, берилла, флюорита, висмутита и сульфидов. Вольфрамит часто находится в сростаниях с шеелитом, иногда частично или полностью замещается им. Мощность отдельных прожилков – 1–3 см, при густоте 10–15, местами до 50 штук на 1 пог. м. Выделяются несколько рудных тел длиной 90–200 м, шириной 0,16–0,77 м со средним содержанием WO₃ – 1,02 % [436]. Запасы вольфрама (WO₃) по кат. С₂ – 1012 т [426, 427, 323]. Проявление перспективное, но слабо изучено с поверхности и совсем не изучено на глубину. К этому формационному типу относятся *проявления Туманное* (IV-2-12) и *Ядау* (VI-1-56) [281, 486, 400], а также некоторые пункты минерализации: *Обещающий* (IV-1-5), *Акур-Гумамза* (IV-2-17) с содержаниями вольфрама (WO₃) от 0,01 до 0,5 % [344, 293, 371]. Прогнозные ресурсы вольфрама (WO₃) кат. Р₂ проявления Ядау составляют 245 тыс. т [400].

Проявление Учаминское сопровождается делювиально-пролювиальным россыпным проявлением вольфрамита по *руч. Макарка и Вольфрамитовому* (I-1-37) протяженностью соответственно 1100 и 1200 м и мощностью рыхлых отложений 1,6–4,8 м. Среднее содержание вольфрамита и шеелита по первому ручью – 326 г/м³, второму – 253 г/м³. Суммарные запасы металла составляют 262 т [323].

Большинство же проявлений относится к вольфрамит-кварцевой формации, представителем которой является *проявление Сизиманское* (II-2-36). Оно приурочено к южному экзоконтакту Огорского массива гранодиоритов нижнеамурского комплекса. Выделены штокверкоподобные зоны мощностью до 200 м и протяженностью до 2000 м с рудными телами мощностью до 0,15–0,4 м. В зонах прожилкового окварцевания, окварцованных брекчиях и кварцевых жилах установлена вкрапленность вольфрамита, пирита, арсенопирита, висмутита, шеелита, редко галенита, сфалерита, молибденита. Содержание вольфрама (WO₃) в кварцевых жилах и зонах составляет 0,02–3 %, висмута – 0,1–0,8 %, мышьяка – 0,1–3 %, золота – 0,06–1 г/т, серебра – 0,003 %, молиб-

дена – до 0,1 %. Близкий характер оруденения имеют проявления *Пестрое* (II-2-40) и *Василий* (III-2-11), выделенные в пределах Зимовьинского рудно-россыпного узла. Они также представлены линейными штокверками в терригенных отложениях уктурской, ларгасинской и светловоднинской свит, прорванных штокообразными телами позднемеловых гранитоидов и разнообразными дайками нижеамурского комплекса. Мощность штокверковых зон в них достигает 5,6 м (проявление *Василий*) и 30-400 м (проявление *Пестрое*); протяженность – 1–2 км. Содержание WO_3 в рудных телах составляет 0,13–1,5 %, редко – до 2,4 %. Присутствуют: медь, свинец, цинк (0,1–1 % каждого), золото (до 0,4 г/т), олово (до 0,2 %), мышьяк (до 1,0 %). Прогнозные ресурсы кат. P_2 – 60–70 тыс. т вольфрама(WO_3) на глубину 300 м (проявление *Пестрое*) [321, 481, 306] и кат. P_2 – 4,53 тыс. т WO_3 , золота кат. P_3 –2,5 т (проявление *Василий*) [321]. На проявлениях рекомендуется проведение поисково-оценочных работ.

К этой формации отнесены неперспективные проявления – *Верхнеоемкунское* (III-2-22), *Верблюд (Барахта)* (V-1-31), *Железистое* (V-1-34), *Санды* (VI-1-14) [411, 454, 379, 487] и с не ясными перспективами – *Судулонэ* (IV-2-24) и *Сисинку* (V-2-4) [282, 293], а также *пункты минерализации Березовый-1* (I-1-8), *Авланбира* (I-1-51), *Тополиный* (IV-1-15), *Усть-Рудинский* (V-1-13), *Нижнее течение р. Инда* (VI-2-6) и др.

Проявление Джаур (IV-1-6) относится к шеелитовой скарновой формации. Оно сложено верхнеюрскими терригенно-кремнистыми отложениями с пластами основных вулканитов светлореченской толщи, прорванными гранодиоритами баппинского комплекса, дайками гранит-порфиров и диабазов. Здесь выявлено жилообразное тело кварцево-сульфидных руд мощностью 8–35 м, протяженностью до 105 м северо-западного простирания и маломощная (до 6 м) линза окисленных кварцево-сульфидных руд длиной до 50 м. Гранат-пироксеновые скарны развиты на контакте диабазов с кварцево-сульфидными рудами. Кварцево-сульфидная минерализация, наложенная на скарны, представлена вкрапленностью галенита, сфалерита, пирротина, халькопирита, шеелита и вольфрамита. Содержание вольфрама (WO_3) в кварцево-сульфидных рудах – 0,003–0,7 %, свинца и цинка – до 1 % (по *материалам ГГК 1000/2* - свинца до 6%, цинка до 10%), меди – до 0,2 %, висмута – до 0,1 %, олова – до 0,03 %. В скарнированных диабазах установлены: вольфрам (0,007–0,5 % WO_3), цинк (0,03–5 %), свинец (0,005–1 %), медь (0,003–0,05 %), висмут (0,01–1 %), олово (0,001–0,03 %). В кварцево-сульфидных рудах встречаются интервалы шириной 2–5 м и протяженностью до 70 м с содержаниями в них вольфрама – 0,3–0,5 % WO_3 [371]. Прогнозные ресурсы кат. P_1 – 3–5 тыс. т вольфрама (WO_3) [264]. В связи с малыми параметрами оруденения и относительно низкими содержаниями в них вольфрама рудопроявлению Джаур дается отрицательная оценка [285, 371].

Шлиховые ореолы и потоки рассеяния шеелита и вольфрамита материковой суши, а также вторичные литогеохимические ореолы рассеяния вольфрама тяготеют, в основном, к приконтактовым зонам палеогеновых интрузий гранитоидов и кварцевых монцоидиоритов. Содержание шеелита и вольфрамита в шлиховых пробах – от 1–10, редко 100 знаков и до 2 г/м³, вольфрама (WO_3) в донных отложениях – 2–8 г/т [298, 294, 392А и др.]. В пределах ост-

ровой суши по данным шлихового опробования выделено 4 ореола рассеяния шеелита: Горбушинский (III-6-15); Костинский (III-6-17); Южный (IV-6-6) и Быстрый (IV-6-12) [35ф]. По материалам проведенных работ на площадях шлиховых ореолов рассеяния шеелита продуктивных образований не установлено и содержание вольфрама невысоко (до 0,03% WO₃), что позволяет считать маловероятным выявление объектов с вольфрамовой минерализацией.

Олово. Месторождения, проявления и пункты минерализации олова представлены только в пределах материковой суши, где оно является одним из ведущих полезных ископаемых в минерагении Сихотэ-Алиня. Все месторождения и большинство перспективных проявлений олова сосредоточены в Бута-Коппинском междуречье, в пределах Бута-Коппинского рудного района Главной Сихотэ-Алинской (Лужкинской) оловорудной минерагенической зоны. Оловянное оруденение приурочено к зонам дробления и брекчирования среди терригенных пород, гранитоидов или вулканитов и сопровождается грейзенами, скарнами, окварцованными, серицитизированными, хлоритизированными и турмалинизированными породами. Оруденение относится к гидротермально-метасоматическому плутоногенному типу оловорудной силикатно-сульфидной, кварцево-грейзеновой, олово полиметаллической и скарновой формациям. В пределах листа выявлено 6 месторождений олова (1 крупное и 5 средних), 23 проявления, 29 пунктов минерализации, 30 шлиховых ореолов, 3 шлиховых потока рассеяния касситерита, 13 вторичных геохимических ореолов и 1 вторичный геохимический поток рассеяния олова.

К оловорудной силикатно-сульфидной формации относятся большинство месторождений: Пионерское, Руднинское, Таусинское, Сакай-Бапинское (Надежда), и, возможно, Уджакинское (V-1-37)*.

Из них, типовым для этой формации и наиболее хорошо изученным, является крупное *месторождение Пионерское* (V-1-22). Оно расположено в ядре антиклинали алеволитов ключевской свиты, которая осложнена рудовмещающими продольными взбросами и оперяющими их субмеридиональными сколовыми разрывами. Осадочные отложения прорваны несколькими дайками риолитов, диорит-порфиритов и диабазовых порфиритов. Рудовмещающие разрывы группируются в полосу шириной 200–350 м, прослеживающуюся на 4 км. Выделено 7 зон, в которых установлено 31 рудное тело средней мощности 0,67–3,73 м и длиной 40–310 м (суммарная длина рудных тел 3740 м). Рудные тела представлены сближенными минерализованными зонами дробления трещиноватости и милонитизации. Они содержат многочисленные кварц-сульфидные жилы и прожилки или окварцованные брекчии с хлоритом, арсенопиритом, сфалеритом, пирротинном, вольфрамитом, халькопиритом, блеклыми рудами, галенитом, пиритом, марказитом, станнином и др. Основной полезный компонент – олово. Касситерит встречается в виде мелких (до 0,1 мм) кристаллов, реже – в колломорфных выделениях. Промышленная минерализация прослеживается на глубину до 80–360 м, редко 530 м и более. Среднее содержание олова составляет 0,33–1,07 % (максимальное 2,25

* Некоторые авторы Уджакинское месторождение относят к олово-порфировому типу [Сухов, 2000]

%). Сопутствующие (в %): цинк – до 15, свинец – до 5, серебро – до 1, вольфрам – до 0,3, мышьяк – до 1–3, индий – до 0,02, галлий – до 0,03. Некоторые из этих металлов при попутном извлечении могут представлять практический интерес. Максимальная глубина распространения промышленного оруденения не установлена. Руды месторождения бедные, среднего качества, труднообогатимые [485, 439, 111].

Руднинское (V-1-16), Таусинское (V-1-18) и Сакай-Бапинское (Надежда) (V-1-20), месторождения сложены терригенными отложениями катаевской свиты нижнего мела, прорванные штокообразными телами андезидацитов синанчинского комплекса, гранодиоритов, диоритов, гранит-порфиров хунгарийского и баппинского комплексов. В них установлены минерализованные зоны дробления (8–20 зон) мощностью – 0,4–6,3 м и протяженностью от 20 до 1830 м, которые, в свою очередь, вмещают рудные тела (6–26 тел) тектонических брекчий, кварц-сульфидных жил и прожилков, милонитов мощностью 0,4–4,48 м, длиной 20–280 м. Содержание олова по рудным телам – 0,3–2,08 % (Таусинское), 0,54–2,81 % (Сакай-Бапинское), 0,28–2,04 % (Руднинское) и 0,4–1,46 % (Уджакинское). Кроме олова присутствуют (в %): свинец (до 1), цинк (до 3), медь (до 0,1), мышьяк (до 0,3), сурьма (до 0,01), литий (0,03–0,3), вольфрам (до 0,01), серебро (до 0,006), висмут (до 0,01). Авторские суммарные запасы олова Таусинского и Сакай-Бапинского месторождений кат. С₂ составляют 13 тыс. т, прогнозные ресурсы кат. Р₁ – 10 тыс. т, кат. Р₂ – 5 тыс. т [283, 233, 331 111].

Месторождение Монау (V-1-7) сложено покровными и жерловыми кислыми вулканитами приморского риодацит-риолитового комплекса, прорванных субвулканическими телами гранит-порфиров. Оловянная минерализация локализуется преимущественно в вулканических жерловинах, в пределах Первой, Второй и Третьей «минералогических полос» шириной 70–200 м, длиной – 500–900 м. Вдоль сложно ветвящихся даек риолитов и диорит-порфириров, проявлены интенсивное окварцевание и серицитизация. В зонах кварц-серицитовых метасоматитов мощностью 1–200 м развиты тонкие прожилки кварц-касситеритового, касситерит-флюоритового и кварц-касситерит-сульфидного составов, реже зоны дробления с касситерит-кварцевым цементом. Мощность рудных тел колеблется от 1 до 13,8 м, длиной – 50–320 м. Для месторождения свойственно сочетание высокотемпературной минерализации (корунд, мусковит, турмалин, вольфрамит, шеелит) с низкотемпературной (серицит, каолин). Своеобразие минералогии и геологической обстановки не позволяет сопоставлять его ни с одним из известных генетических типов оловорудных месторождений [111]. Около 98 % олова содержится в форме касситерита. Крупный размер его кристаллов (до 4 мм) и низкое содержание сульфидов обеспечивают хорошую обогатимость руд. В пределах Первой и Второй «минералогических полос», изученных лишь с поверхности, оруденение – непромышленное. Основные запасы олова сосредоточены в Третьей полосе, где выделяется одно столбообразное и несколько линейных крутопадающих рудных тел. Значительная часть запасов заключена в убогих штокверковых рудах. Среднее содержание олова в штокверковых рудах – 0,27 %, в жильных – до 2,6 % [283]. Рудные тела с содержанием олова более 0,4 %, длиной всего 60–80 м. Интенсивность оруденения с глубиной уменьшается.

Все это, несмотря на хорошую обогатимость руд, исключает месторождение из числа первоочередных объектов. Необходимо также отметить, что месторождение Мопан находится на территории заказника. По запасам месторождение оценено как среднее [111].

В 2012 г. обобщены материалы поисковых и оценочных работ на олово, в результате чего на баланс поставлены суммарные прогнозные ресурсы месторождений Мопан, Пионерского, Сакай-Бапинского (Надежда), Таусинского, Руднинского и Уджакинского в количестве 104 тыс. т, в т. ч. по кат. P_1 –46 тыс. т, P_2 –58 тыс. т. (ТКЗ № 810, 2013 г.) [Сводный отчетный баланс олова Хабаровского края на 01.01.2013 г.].

К оловорудной силикатно-сульфидной формации относятся многочисленные проявления и пункты минерализации олова, большинство из которых неперспективные или с неясными перспективами. Ниже приводится описание некоторых перспективных проявлений.

Проявление Перспективное (V-1-6) локализовано в сильно ороговикованных существенно терригенных отложениях светлореченской толщи, прорванных дайками диабазов и гранодиорит-порфиров. Выявлено 5 минерализованных зон дробления мощностью до 20,2 м и длиной до 1200 м. Рудные тела в них представлены сближенными прожилками и жилами кварц-турмалинового, актинолит-турмалинового и актинолит-хлорит-кварцевого составов мощностью 0,2–1,2 м, с содержанием олова 0,003–0,43, реже 0,1–3,58 %. Кроме олова, в рудах установлены (в %): медь (до 0,05), редко до 0,5, свинец (до 0,1), цинк (до 0,3), иногда вольфрам (до 0,07). Рекомендуется проведение поисково-оценочных работ [521, 111].

Проявление Хуппи (V-2-9) сложено песчаниками и алевролитами устьколумбинской и приманкинской свит, прорванных двумя штоками гранит-порфиров и гранитов верхнеудоминского комплекса. Здесь установлено около 40 рудоносных зон мощностью 0,1–0,8 м, редко до 2 м и протяженностью от первых десятков метров до 500–600 м. Они представлены прожилково – и метасоматически окварцованными осадочными породами, отдельными кварцевыми жилами и прожилками мощностью до 0,2–0,8 м. В рудах содержатся арсенопирит, пирит, касситерит, халькопирит, сфалерит, галенит и др. Содержание олова составляет (в %): 0,005–0,5, редко 1 и 8,28 (в кварцевой жиле мощностью 0,2 м), вольфрама – до 0,01, свинца – до 0,1–0,5, редко 1, цинка – до 0,1–0,2, меди – до 0,2. На проявлении рекомендуется продолжить поисковые работы [282, 377, 412].

На *проявлении Яко-Яни (VI-1-3)* в осадочно-терригенных отложениях ключевской и журавлевской свит, прорванных гранитами верхнеудоминского комплекса выявлена 41 оловоносная зона мощностью от 1 до 11 м и прослеженные на 400–1800 м. Они представлены кварц-серицитовыми метасоматитами, тектоническими брекчиями на лимонитовом цементе, окварцованными породами, кварцевыми жилами и сульфидными рудами мощностью до 1,2 м. Детально изучено 9 зон, в пределах которых – 4 рудных тела средней мощностью 3,5 м и протяженностью 120–400 м. В рудах содержатся арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит и др. Содержание олова в этих зонах колеблется от 0,1 до 0,5–0,7 %, редко до 2 и 3,39 %. Кроме олова в рудах присутствуют (в %): свинец – до 3, цинк – до 2–5, мы-

шьяк – более 10, серебро – до 0,01, редко – до 0,05, медь – до 1–2, висмут – до 0,2. Прогнозные ресурсы кат. P₂ – 5 тыс. т олова [453, 264].

Некоторые проявления с неясными перспективами – *Веселое* (IV-1-14), *Муни* (V-2-3), *Игзу* (V-1-35) с содержанием олова от 0,001 до 2 %, при дальнейшем изучении могут представлять практический интерес [409, 283, 519].

К объектам скарнового типа относятся *проявление Светлое* (IV-1-11) и *пункт минерализации Дельфин* (V-1-33). Первое – представлено линзовидным скарновородным телом (пироксеновые скарны) шириной 40–160 м и протяженностью 450 м, зонами дробления, брекчированными, окварцованными кремнисто-глинистыми сланцами с двумя кварц-сульфидными линзами мощностью 0,3 и 0,5 м. Содержание олова в скарнах, зонах дробления составляет 0,001–0,07 %, а в кварц-сульфидных линзах – 1–3 %. Пункт минерализации сложен девятью субмеридиональными зонами дробления, окварцевания и сульфидизации мощностью 0,5–7 м, которые прослежены на 150–500 м и залегают в линзе скарнированных известняков (0,3 x 1,4 км). Содержание олова составляет 0,001–0,05 %, редко 0,1–0,3 % (среднее 0,024 % на мощность 4,7 м). Оловянная минерализация сопровождается вольфрамовой (до 0,1 %) и свинцово-цинковой (0,1–0,3 %). Оруденение в данных объектах носит непромышленный характер [379, 371, 111].

Проявления грейзенового типа – *Верхнемулинское* (III-2-31), *Анюйское* (V-1-50) и пункты минерализации (III-2-57, -58; IV-2-23; V-2-7; -18; VI-1-40) приурочены к гранитоидам верхнеудоминского и прибрежного комплексов, а также вмещающим их осадочным и вулканогенным породам. Среди них выделяются оловоносные зоны кварц-мусковитовых, кварц-серицитовых, кварц-турмалиновых, топаз-мусковит-кварцевых, андалузит-сидерофиллитовых грейзенов и грейзенизированных гранитов с кварцевыми и кварц-касситеритовыми прожилками. Мощность зон колеблется в пределах 0,2–39 м, а кварцевых прожилков и жил составляет соответственно первые сантиметры, редко 2 м. Некоторые зоны прослежены на 650–1300 м, реже на 2300 м. В рудах отмечаются касситерит, галенит, пироморфит, церуссит, вернадит, базовисмутит, сфалерит, вольфрамит, молибденит, аргентит и др. Интервалы с промышленным содержанием олова (0,3–7,16 %) имеют мощность 0,25–0,95 м (суммарная до 13,3 м, проявление Анюйское). Практическая ценность проявлений олова не ясна, на них рекомендуется продолжить поисковые работы [466, 111, 392А и др.]. В пунктах минерализации содержание олова составляет 0,001–0,3, редко достигает 0,5 % [282, 293, 487, 292].

Проявление Длинное-1 (V-1-49) и *пункт минерализации Товса* (IV-2-19) принадлежат оловородной полиметаллической формации. На проявлении, в эндо – и экзоконтакте субвулканической интрузии дацитов синанчинского комплекса с алевролитами журавлевской свиты, установлено 10 минерализованных зон дробления мощностью 0,5–18 м и протяженностью 120–1200 м. Зоны вмещают полиметаллические жилы, линзы и серии сближенных жил мощностью 0,1–0,6 м. В рудных телах установлены галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, станнин, реже касситерит. Содержание олова составляет (%): 0,01–3, серебра – 0,0005–1, свинца – 0,001–20, цинка – 0,001–20, меди – до 1. Перспективы проявления не ясны, рекомендуется продолжить поисковые работы [264, 111]. В пункте минерализации, в песчаниках и алевролитах

каталевской свиты, прорванных гранодиоритами баппинского комплекса, выявлены 3 зоны с олово-полиметаллической минерализацией (Западная, Центральная и Галенитовая) субмеридионального простирания шириной до 200 м каждой. В них установлены многочисленные зоны дробленых, окварцованных и хлоритизированных пород мощностью 0,6–1,6 м и милонитизированные зоны дробления мощностью 0,1–2 м с содержанием олова 0,001–0,03, редко – до 0,2 %, свинца – до 1–2 %, цинка – до 0,1–0,3 %, меди – до 0,02 % [298, 264, 111].

Многочисленные шлиховые ореолы касситерита и вторичные геохимические ореолы рассеяния олова приурочены, преимущественно, к известным месторождениям и проявлениям олова. Содержание олова в шлихах колеблется от единичных знаков до 50 г/м³. В долине р. Мопау вскрыт оловоносный пласт мощностью 0,8 м со средним содержанием касситерита до 170 г/м³. Прогнозные ресурсы олова по аллювиально-делювиальной россыпи кат. Р₁ составляют 2,1 тыс. т и кат. Р₂ – 1 тыс. т (ТКЗ № 810, 2013 г.) [Сводный баланс олова Хабаровского края на 1.01.2013 г.].

В связи с тем, что в большинстве оловорудных месторождениях и проявлениях размер зерен касситерита не превышает 0,1 мм, вероятность выявления промышленных россыпей даже в благоприятных геоморфологических условиях практически исключена [111]. В донных отложениях водотоков района содержание олова колеблется в пределах 0,0002–0,0008 % [282, 454, 294 и др.].

Ртуть. На площади листа отображены 5 проявлений, 9 пунктов минерализации, 7 шлиховых ореолов. Ртутная минерализация в пределах материковой части листа проявлена слабо. В районе известно два пункта минерализации ртути – *Лагерный* (II-1-19) и руч. *Конторский* (VI-1-45), а также семь шлиховых ореолов рассеяния киновари. Значительно шире ртутная минерализация распространена на о. Сахалин, в пределах которого выделена Сахалинская ртутная провинция, как составная часть крупнейшего в мире Тихоокеанского ртутного пояса. В ней установлено более 50 рудопоявлений ртути мономинерального с киноварью и комплексного с сурьмой, вольфрамом, германием и золотом типов.

Наиболее интересным представляется Иньское проявление (V-5-31) с рудными телами размерами от 1×3 до 3×9 м, содержащих 0,1–0,5% (до 5%) ртути. Проявление приурочено к неогеновой вулкано-тектонической структуре, жерловина которой подвержена метасоматозу в фациях (сверху вниз и от центра к периферии): серицитовых вторичных кварцитов с ртутными (Hg) рудами; аргиллизитов с ртутной и медно-свинцово-цинковой минерализацией; пропицитов с вольфрамовой минерализацией. Минерализованные аргиллизиты содержат также золото до 3–10 г/т. В интервале высот 300–700 м обнажаются 5 рудоносных зон, мощностью 1–3 м, протяжённостью 60–80 м, но ртутнорудные тела изучены в штольнях лишь до глубины 40 м от поверхности.

Практический интерес представляет проявление Ясное (III-5-2) с комплексными (ртуть, вольфрам, сурьма, золото) рудами, приуроченное к зоне дробления в кремнистых породах ивашкинского тектоногенного комплекса.

Рудные тела представлены минерализованными брекчиями и жилами гнездо-во-вкрапленных, реже массивных киноварных, киноварь-антимонитовых и киноварь-шеелитовых руд, последовательно сменяющихся сверху вниз. Протяжённость рудных зон до 600 м, максимальный размер рудных гнёзд 7×30 м. Содержание ртути от 0,01 до 5-7%.

Пункт минерализации Лагерный сложен алевролитами и аргиллитами лимурчанской толщи, прорванные штоком гранит-порфиров. Вскрыты два рудных тела кварц-карбонат-каолин-лимонитового состава жиллообразной формы (с раздувами и пережимами) мощностью 0,5-1,5 м, прослеженные до 120 м в субширотном направлении. Рудные тела содержат киноварь, циркон, лейкоксен, гематит, лимонит, эпидот, турмалин. Содержание ртути – 0,04–0,4 %, цинка – до 0,01 %. Оруденение перспективное, рекомендуется постановка поисково-оценочных работ [303, 249].

Пункт минерализации на руч. Конторский неперспективен – в отдельных проточках выявлены 1–2 знака киновари [400].

Более мелкие пункты минерализации и проявления ртути (Остринское – III-6-13, Светловское – IV-6-11 и др.) связаны, как правило, с листовитами. Из рудных минералов присутствуют только киноварь и метациннабарит.

Шлиховые ореолы киновари тяготеют к нижнемеловым терригенным отложениям и верхнемеловым вулканогенным образованиям. Содержание киновари в ореолах – от единичных знаков до 3 г/м² [486, 298, 392А].

Мышьяк. На территории листа отмечены 1 проявление, 3 пункта минерализации и 1 вторичный геохимический ореол. Проявление и пункты минерализации относятся к телетермальному типу кварц-мышьяковой рудной формации.

В пределах островной суши интерес имеет проявление Костровское (III-5-18), где в терригенных породах среднемиоценовой верхнедуйской свиты, обнаружен реальгар, обволакивающий гальки в гравелите. Протяжённость зоны около 10 м, мощность – не более 0,2 м. Реальгар слагает около 2% объёма.

На территории листа в материковой части известно три *пункта минерализации* – *Саласукан* (II-1-4), *Правобережье р.Коппи* (VI-2-7), *Бассейн р. Дьякома* (VI-2-14). В первом пункте минерализации, на правобережье р. Амур, в конгломератах утицкой свиты отмечаются прожилки кальцита мощностью до 1–5 см с гнездовыми скоплениями до 5 % реальгара. Содержание мышьяка составляет 0,08–0,6 %, сурьмы – 0,01–0,02 %, цинка – до 0,01 % [505, 392А]. В двух других – в субщелочных лейкогранитах верхнеудоминского комплекса выявлено локальное прожилковое окварцевание. Кварц образует прожилки мощностью до 2 см, с небольшими пустотами. Содержание мышьяка в штучных пробах – 1–3 %, золота – 0,06 г/т [12А, 292]. Пункты минерализации неперспективные. Значительные содержания и запасы мышьяка отмечаются в некоторых золоторудных объектах. Так, на Учаминском золоторудном месторождении среднее содержание мышьяка составляет 3,5 %, а запасы – 64,1 тыс. т [427, Егоров, 1963; 296]. В Дяппенском месторождении содержание мышьяка – 0,8–4 % [Брусско, 1990; 296].

Вторичный геохимический ореол рассеяния мышьяка приурочен к экзоко-нтaktu позднемеловой интрузии кварцевых монцодиоритов с терригенными

породами силинской свиты. В донных отложениях содержание мышьяка – 200–1000 г/т [294].

Сурьма. Сурьмяная минерализация отмечена только в пределах материковой суши и распространена в Пильда-Лимурийском рудно-россыпном районе, где установлены два проявления – *Боринское* (I-1-18), *Верховье р. Вантага* (I-1-30) и пункт минерализации *Ситогинский* (I-1-65). Минерализация относится к гидротермальному генетическому типу золото-сурьмяной рудной формации.

Боринское проявление расположено в Агние-Афанасьевском золоторудно-россыпном узле, вблизи одноименного золоторудного месторождения. Здесь, в нижнемеловых песчаниках и алевролитах горинской свиты, прорванных штоком кварцевых диоритов нижеамурского комплекса, выявлено 9 кварц-антимонитовых жил. Из них хорошо изучена жила № 1 средней мощностью 0,31 м (максимальная 0,7 м) и протяженностью 700 м. Кроме антимонита в жиле содержатся пирит, арсенопирит, золото. Содержание сурьмы колеблется от 2,09 до 4,17 %, достигая 16,32 % и золота – до 2 г/т. Запасы сурьмы составляют по кат. C_1+C_2 – 519 т [296].

Проявление Верховье р. Вантага выделяется высокими содержаниями сурьмы (до 40 %), но имеет малые параметры рудных тел (мощность 0,5 м и протяженность 3 м).

Все объекты сурьмяной минерализации – неперспективные [Кочубей, 1953; Бельтенева, 1959; 296].

Повышенные содержания сурьмы (до 9,6 %) отмечаются в кварцевых жилах Дяппенского (I-2-14) золоторудного месторождения [Бруско, 1990].

Висмут. Минерализация висмута зафиксирована только в пределах материковой суши. В Тормасу-Гобиллинском прогнозируемом бериллиево-вольфрамово-оловорудном районе висмут обнаружен в пункте минерализации *Солекульский* (V-1-11) на правом берегу р. Поди. Он локализован в кварцевых, лимонит-кварцевых жилах и прожилках, развитых в песчаниках кабулинской толщи, а также в зонах грейзенов в штоке гранитов верхнеудоминского комплекса. Одна из кварцевых жил мощностью 0,2–0,5 м прослежена на 800 м. В штуфных пробах из этой жилы обнаружены (в %): висмут (0,05–0,1), медь – до 0,1, олово – до 0,05, цинк – до 0,05, свинец – до 0,1, мышьяк – до 0,5, вольфрам – до 0,03, редко золото – до 0,03 г/т. Такой же комплекс элементов установлен в зонах кварц-серицитовых грейзенов мощностью 3–5 см. Оруденение относится к гидротермальному плутоногенному типу висмут-кварцевой грейзеновой формации. Рекомендуется продолжить поисковые работы и вскрыть рудные тела канавами [455].

Редкие металлы

Редкие металлы известны только в пределах материковой суши.

Бериллий. На площади листа известно *Учаминское проявление* (I-1-35) и *Усть-Подинский пункт минерализации* (V-1-9) бериллия. Оруденение отно-

сится к гидротермальному плутоногенному типу кварц-берилловой грейзеновой рудной формации.

Учаминское рудопроявление сложено нижнемеловыми алевролитами и песчаниками пионерской свиты, прорванных многочисленными дайками и малыми телами лейкогранитов нижеамурского комплекса. В экзо- и эндоконтактах тел лейкогранитов выявлен штокверк (1000 x 500 м) грейзенизированных пород с кварц-берилловыми прожилками мощностью от 2–3 до 5–15 см и протяженностью от первых десятков метров до 100–150 м. В штокверке установлено до 50 прожилков (в среднем 10–15 штук на 1 пог. м) с бериллом, вольфрамитом, шеелитом, пиритом, пирротином, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом, висмутином и другими минералами. Берилл представлен призматическими кристаллами бледно-голубого, голубовато-зеленого, водяно-прозрачного цвета длиной 1–2 см и 1 мм в поперечнике. Содержание окиси бериллия в грейзенах составляет в среднем 0,01–0,03 % (максимальное 0,4 %), в кварц-берилловых прожилках – 0,02– 0,1 %, (максимальное 2,2 %). Прогнозные ресурсы кат. P₂ – 36 тыс. т окиси бериллия. Проявление недостаточно изучено, рекомендуется проходка скважин [427, 296].

В Усть-Подинском пункте минерализации бериллий присутствует в мусковитизированных гранитах верхнеудоминского комплекса в количестве 0,001 %. Более высокие содержания окиси бериллия (0,003–0,03 %), а также мелкие (1–5 мм) кристаллы голубоватого и зеленоватого берилла, установлены в пегматоидных гранитах мощностью до 10 см в краевой части массива. Кроме бериллия, в них присутствуют (в %): литий (0,1–0,3), ниобий (0,002–0,01), олово (до 0,05), иттербий (до 0,003), серебро (0,0001), свинец (0,003–0,01), висмут (0,002). Ввиду малой мощности жил пегматоидных гранитов и низких содержаний в них окиси бериллия, оруденение не представляет практической ценности [455].

Благородные металлы

Золото. На карту полезных ископаемых вынесено 55 месторождений, из них 8 золоторудных (4 средних и 4 малых) и 47 россыпных* (2 крупных, 5 средних и 40 малых), 78 проявлений, 24 россыпных проявлений, 13 пунктов минерализации, 2 шлиховых ореола, 10 шлиховых потоков и 14 вторичных геохимических ореолов рассеяния золота.

Золотая минерализация относится к гидротермальному плутоногенному и осадочному типам золоторудной кварцевой, золоторудной сульфидной формациям и формации золотоносных россыпей. Преобладают россыпи аллювиальные, мелкозалегающие долинного типа, реже отмечаются глубокозалегающие (погребенные) и увальные россыпи в отложениях голоцена и неоплейстоцена. Первые сведения о золотоносности территории (Пильда-Лимурийский район-относятся к 1830 г. Поисково-разведочные и эксплуатационные работы на россыпное и рудное золото, в основном, начались в 10–40-х годах прошлого века, неоднократно возобновлялись во второй половине

* Часть россыпных месторождений и проявлений на КПИ и в каталоге приведены под одним номером объекта

прошлого столетия, и продолжают в настоящее время. Большинство россыпных и часть рудных месторождений отработаны полностью или частично.

В пределах материковой части листа выделены 4 руднороссыпных района, специализированных на золото (Пильдо-Лимурийский, Шаман-Уктурский, Тумнинский и Кизинский) и 1 Лангерийский рудно-россыпной район на о. Сахалин.

В Пильда-Лимурийском золоторудно-россыпном районе, в пределах Агни-Афанасьевского, Учаминского и Дяппенского золоторудно-россыпных узлов, известны средние по запасам рудные месторождения: Агни-Афанасьевское (I-1-13), Учаминское (I-1-33), Дяппенское (I-2-14) и малое – Мартьяновское (I-2-22), а также перспективные проявления: Биринчан-1 (I-1-1), Уенга-1 (I-1-15), Уенга-2 (I-1-19), с не ясными перспективами – Любавинское-1 (I-1-14) и неперспективные – Биринчан-2 (I-1-2), Дорожное (I-2-20), Старательское (I-2-23), Черемшаное (I-2-27).

Группа из шести рудопроявлений золота в Тумнин-Амурском междуречье выявлена в Окчо-Шелеховском прогнозируемом рудным узле (Шаман-Уктурский алунит-серебряно-золотрудно-россыпной район) и только три из них считаются перспективными – Гурское, Прогнозное, Предгорное.

В Тумнинском рудно-россыпном районе наиболее хорошо изучен Оемкунский золоторудно-россыпной узел, в котором известны одно среднее по запасам месторождение золота – Лев.Джегдаг (III-2-23) и два малых – Молодежное (III-2-25) и Оемку (III-2-29), а также ряд проявлений: перспективное – Витькин Ключ (III-2-19) и с неясными перспективами – Горное, Широкое, Ноябрьское (III-2-32), Березовое (III-2-36), Кенадское (III-2-37). Все они гидротермального типа золоторудной кварцевой формации.

В Кизинском золоторудно-россыпном районе известны малое рудное и среднее россыпное месторождения, 1 проявление, 4 пункта минерализации, 1 шлиховой ореол и 3 вторичных литохимических ореола рассеяния золота.

В пределах островной суши рудное золото сосредоточено в перспективном Лангерийском золоторудно-россыпном районе, где открыты 7 проявлений и 32 пункта минерализации золота. Месторождения золота представлены россыпями.

Золото рудное. В пределах картографируемой территории листа отмечено 4 средних и 4 малых месторождения, а также 78 проявлений благородного металла. Все объекты относятся к гидротермальному плутоногенному типу золоторудной кварцевой, золоторудной сульфидной и золотоносной черносланцевой формаций.

Месторождение Агни-Афанасьевское (I-1-13) – гидротермального типа золоторудной кварцевой формации, размещается в пределах слабо эродированной очаговой интрузивной структуры. Малые тела и дайки гранодиоритов, кварцевых диоритов нижнеамурского комплекса прорывают и ороговивают алевролиты и песчаники горинской свиты. Разломы на месторождении имеют преимущественно северо-восточное простирание и сопровождаются зонами смятия и брекчирования вмещающих пород. Слабо окварцованные и серицитизированные породы практически безрудные. Золотоносными являются локальные жильно-прожилковые зоны с маломощным (5–10

см) кварцевым ядром «жилой». Преобладают рудные тела седловидной формы с пологим падением в центральных частях и крутым – на их окончании. Они залегают кулисообразно, группируясь в полосу северо-восточного направления общей шириной 150–200 м, которая прослежена на 1000 м по простиранию и на 340 м по падению. В пределах этой полосы выявлено около 50 золотоносных кварцевых жил мощностью 5–20 см и протяженностью 60–300, редко до 700 м, причем промышленная золотоносность выявлена только в 15 из них, а основная часть золота добыта из 6 жил. В рудных телах кроме золота присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, галенит, реже ковеллин и халькозин. Распределение золота в рудных телах неравномерное – от первых граммов до 3–5 кг/т, а среднее содержание – 55 г/т, в обогащенных участках – до 80 г/т. Наибольшие его концентрации «видимое золото» наблюдались в зальбандах кварцевых жил, внутри обломков алевролитов, насыщенных сульфидами и нитевидными кварцевыми прожилками. Пробность золота 820. Элементы-примеси: мышьяк, сурьма (до 0,5 % каждого), свинец (до 0,3 %), висмут (до 0,07 %). С 1936 по 1961 гг. добыто около 12 т золота. Остаток забалансовых запасов – 1,817 т [263, 253, 323]. В 2012 г. ООО «Ресурсы Албазино» проводило камеральную обработку материалов по Агние-Афанасьевскому рудному узлу.

Месторождение Учаминское (I-1-33) золоторудной сульфидной формации расположено в одноименном сурьяно-вольфрамово-золоторудно-россыпном узле. В 1945–49 гг. трестом «Дальцветразведка» проведены разведочные работы. Месторождение представлено рудным телом кварц-сульфидного состава, протягивающимся в северо-восточном направлении более чем на 2,5 км. Оно приурочено к полого падающей зоне дробления, выполненной брекчиями и милонитами по алевролитам и песчаникам пионерской свиты. Обломки осадочных пород (1–3 см) сцементированы синевато-серым сливным кварцем и насыщены агрегатными скоплениями сульфидов с примесью серицита, хлорита, карбонатов, эпидота. В пределах рудной зоны, мощностью от 3,5 до 30 м, кварц-сульфидное тело сопровождается полосами тонкопрожилкового окварцевания с сетчато-вкрапленными рудами. Наиболее продуктивная часть зоны имеет мощность 0,15–3,2 м. Кварцево-сульфидные руды пересекаются мелкими (0,5–5 см) полевошпат-кварцевыми прожилками с вольфрамитом, родохрозитом, кальцитом, висмутином, флюоритом и другими минералами. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, пирротином (15–98 % от всей массы рудных), редко марказитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, буланжеритом, станнином, блеклой рудой. Золото тонкодисперсное и находится преимущественно в свободном состоянии, лишь 4,6 % его связано с сульфидами. Среднее содержание золота в сплошных рудах составляет 12,2 г/т, а в сетчато-вкрапленных – 7 г/т. Серебро содержится в количестве 18,7–177,8 г/т (среднее 41,3 г/т), мышьяк – 1,45–7,31 % (среднее 3,5 %), свинец – 0,09–1,65 % (среднее 0,5 %), олово – 0,03–0,05 %. В пределах третьей части разведанного месторождения, запасы золота кат. В+C₁+C₂ составляют 7,7 т, серебра – 75,87 т, мышьяка – 64,1 т, свинца – 9500 т, олова – 634 т [349]. Прогнозные ресурсы кат. P₂ – 34,1 т золота [296]. На балансе числятся 5,189 т забалансовых запасов золота. В

2012 г. в пределах Учаминской площади на коренное золото проводило поисковые работы ООО "Ресурсы Албазино".

Месторождение Дяппенское (I-2-14) выявлено среди нижневерхнемеловых песчаников и алевролитов силасинской свиты, прорванных небольшими интрузиями кварцевых диоритов нижнеамурского комплекса, дайками пестрого состава. Вмещающие породы интенсивно ороговикованы. Оруденение относится к золото-сурьмяному типу золоторудной кварцевой формации и представлено 22 рудными телами мощностью от 0,3 до 8,2 м (средняя 2 м), протяженностью 160–600 м. Рудные тела сложены кварцевыми жилами, зонами окварцевания и серицит-кварцевых метасоматитов. На южном фланге месторождения в 5 кварцевых жилах мощностью 0,15 м, отмечены гнезда и желваки антимонита, вкрапленность киновари и арсенопирита. Содержание сурьмы достигает 9,6 %. В рудных телах присутствуют золото, пирит, редко пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, висмутин, тетрадимит. Среднее содержание золота в серицит-кварцевых метасоматитах – 1–3 г/т и 10–30 г/т в обогащенных участках (максимальное 51,2 г/т), в кварцево-сульфидных жилах – от 6,8 г/т до 124 г/т (среднее 7,188 г/т). Пробность золота 630–920. В рудах установлены: мышьяк (0,8–4 %), серебро (1–3 г/т), медь (до 0,06 %), свинец (до 0,01 %), цинк (до 0,01 %), сурьма (до 0,1 %), вольфрам (до 0,02 %). Забалансовые запасы кат. C₂ – 12,58 т, прогнозные ресурсы кат. P₂ – 14,8 т [263, 296, Бруско, 1990]. Месторождение относится к категории средних и частично эксплуатировалось в 1936–1942 гг. В результате разведочных работ ООО «Дяппе» в 2012 г., на баланс поставлено на учет 7,591 т по кат. C₂ и 0,759 т забалансовых запасов золота (ТКЗ № 817 «Дальнедра» от 01.04. 2013 г.). Работы продолжаются [Сводный баланс запасов золота на 01.01.2013 г.].

Месторождение Лев. Джегдаг (III-2-23) приурочено к песчано-алевролитовым отложениям уктурской свиты, прорванным штоком гранит-порфиров. На месторождении выделяются: полевошпат-слюдисто-кварцевый штокверк, кварцевые жилы и зоны прожилкового окварцевания, кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитов с сетчатым кварцевым прожилкованием. Эти измененные породы концентрируются на лево – и правобережье руч. Лев.Джегдаг. Зоны прожилкового окварцевания в песчаниках и алевролитах сформировались одновременно с кварцевыми жилами. Самые крупные тела метасоматитов пространственно сопряжены с основными жильно-прожилковыми зонами. Часть пород интенсивно сульфидизирована (до 10 %) объема породы. Выделено 28 рудных тел мощностью от 0,8 до 3,5 м и протяженностью 48–270 м. Рудные тела содержат пирит, пирротин, халькопирит, касситерит, сфалерит, скородит, галенит, арсенопирит, марказит, шеелит, золото. Содержание золота колеблется от следов до 82,9 г/т (среднее по месторождению 11,2 г/т). Элементы-примеси: свинец (до 0,5 %), мышьяк (до 0,5 %), висмут (до 0,2 %), серебро (до 5 г/т), цинк (до 0,03 %). Пробность золота в среднем 731. Запасы золота по кат. C₂–0,052 т, C₂+P₁ – 6,397 т, а прогнозные ресурсы кат. P₁ – 20,56 т, P₂ – 8,0 т; серебра кат. P₂ – 62 т [392].

Месторождение Мартьяновское (I-2-22) располагается в 18 км к юго-западу от вышеописанного месторождения в аналогичной геологической обстановке. Оно представлено двумя десятками кварцевых жил мощностью

0,1–5,6 м (в среднем 1 м), прослеженных на 40–60 м, редко до 850 м по простиранию и до 30 м по падению. Отдельными скважинами золотоносные жилы вскрыты на горизонтах до 200 м. Жилы сопровождаются прожилками кварца мощностью от 1–3 мм до 1–5 см. Минеральный состав жил близок рудам Дяппенского месторождения. Содержание золота составляет 0,1–6 г/т (в среднем 2,6 г/т) и достигает 32,3 г/т. Забалансовые запасы кат. В+С₁–180 кг. Прогнозные ресурсы кат. Р₂ – 15 т. Перспективы не ясны. Месторождение законсервировано [263, 296, Бруско, 1990].

Расположенные вблизи малые по запасам месторождения *Молодежное* (Ш-2-25) и *Оемку* (Ш-2-29) залегают в терригенных отложениях дивнинской свиты. Минеральный состав кварцевых жил близок рудам Лев. Джебдагского месторождения. Прожилково-окварцованные зоны с кварцевыми жилами мощностью 0,1–2,4 м, несут крайне неравномерное золотое оруденение от следов до 300 г/т (Молодежное) и до 954,6 г/т (Оемку). В 1962–1967 гг. рудные тела с высоким содержанием золота частично обрабатывались. Добыто всего 664,7 кг золота. Суммарные запасы золота этих месторождений по кат. С₂–1,47 т; прогнозные ресурсы кат. Р₂ – 2 т [477, 487, 392]. На 01.01.2013 г. в нераспределенном фонде по месторождению Оемку стоят на учете 0,517 т забалансовых запасов золота [Баланс запасов золота на 01.01.2013г.].

Месторождение Холанское (I-3-8), расположено в эрозионном окне Удыльской неоген-четвертичной депрессии. Оно сложено песчаниками и алевролитами жорминской толщи, андезитами больбинской свиты, прорванные трещинной интрузией позднемеловых гранодиоритов, дайками гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров нижнеамурского комплекса. На месторождении опоискованы два участка: Марковский и Ржавый. Первый – представлен штокером кварцево-сульфидных прожилков в эндоконтактной зоне гранодиоритов. Прожилки сопровождаются интенсивной пропилитизацией. Содержание золота по 7 маломощным жилам колеблется от 33 до 143 г/т, во вмещающих гранодиоритах – до 2–10 г/т. Участок Ржавый отделен от участка Марковский сбросом и находится в опущенном блоке среди отложений жорминской толщи, в которых развиты кварц-турмалиновые жилы мощностью 0,35–3 м и протяженностью до 300 м. Среднее содержание золота в них – 4,0–12,6 г/т, мышьяка (до 0,5 %), меди (до 1 %). Запасы по 2 жилам кат. С₂ – 1,245 т, прогнозные ресурсы кат. Р₃ – 3 т. Месторождение недостаточно изучено и оценено как малое [357, 339, 11].

Проявления *Биринчан-1* (I-1-1), *Уенга-1* (I-1-15), *Уенга-2* (I-1-19), расположенные на западном и северо-западном флангах Агние-Афанасьевского месторождения, находятся в сходной геологической обстановке. В них, в нижнемеловых алевролитах, выявлено несколько кварцевых жил мощностью 0,1–1,1 м, а также зон серицит-кварцевых метасоматитов мощностью от 0,5–1 до 20–30 м и протяженностью до 1 км. В рудах содержатся пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, антимонит, сурьма самородная, сфалерит, висмутин, висмут самородный. Содержание золота в кварцевых жилах достигает 27 г/т (проявление Биринчан-1) и от 1,8 до 0,5 г/т соответственно в кварцевых жилах и кварцевых метасоматитах проявлений Уенга-1 и Уенга-2. В небольших количествах отмечаются медь (до 0,05 %), свинец (до 0,06 %), цинк (до 0,09 %), сурьма (до 0,2 %), мышьяк (до 0,3 %), серебро (1–30 г/т), редко мо-

либден (0,01 %), вольфрам (0,1 %). Перспективы проявлений оценены положительно [296, 323].

Проявление Делькен (I-1-46) расположено в пределах Лимурчанского (Делькенского) вольфрамово-золоторудно-россыпного узла. Оно открыто в 1985 г. Г. П. Шавро и является наиболее перспективным проявлением в Пильда-Лимурийском рудно-россыпном районе. Его слагают осадочные породы юрских ульбинской и силинской свит. В составе первой преобладают алевролиты, реже песчаники и кремнистые породы, иногда с маломощными пластами палеотипных базальтоидов. Силинская свита, в основном, сложена песчаниками, среди которых присутствуют горизонты плохо сортированных «мусорных» алевролитов, нередко с включениями галек и щебня, а также линзовидными прослоями мелкощебенчатых седиментационных брекчий. Осадочные породы прорваны дайкообразными телами гранодиорит-порфиоров и кварцевых диорит-порфиринов эвурского комплекса. Рудовмещающими являются зоны дробления и трещиноватости в осадочных породах, параллельные основной оси Лимурчанского разлома. Гидротермальное изменение выражено в прожилковом и метасоматическом окварцевании пород. Установлено 15 зон прожилкового окварцевания мощностью 0,1–23,8 м и протяженностью 50–300, реже 700–800 м, в которых выявлено 8 кварцевых жил мощностью 0,1–0,4 м и протяженностью от 20–100, редко до 500 м. Наибольшая густота и мощность кварцевых прожилков наблюдается в кремнистых породах, на некоторых участках кварц занимает более 50 % объема породы, которая выглядит как кварцевая брекчия, а то и как кварцевая жила. В рудах присутствуют: пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Содержание золота в кварцевых жилах колеблется от 0,2 до 8,2 г/т, в зонах окварцевания – 0,2–4 г/т (максимальное 93 г/т). В одной зоне окварцевания среднее содержание золота 2,3 г/т устанавливается на мощность 11,5 м. По скважинам на глубине 150–238 м среднее содержание золота увеличивается до 12,2 г/т. Из элементов–примесей отмечаются мышьяк (до 0,2 %), сурьма и медь (до 0,01 %), цинк (до 0,03 %), серебро (до 1 г/т). Прогнозные ресурсы золота предварительно апробированные ЦНИГРИ в 2003 г. кат. P₁ – 15 т; оцененные НТЦ «Дальгеоцентр» по состоянию на 1.01.1998 г. кат. P₂ – 15 т; оцененные по поисковым работам ГДП-200 по состоянию на 1.01.2008 г. кат. P₃ – 118 т [323]. Таким образом, имеющийся материал по золотому оруденению проявления Делькен, позволяет отнести его к кварцевой золоторудной формации средне-низкотемпературного типа с крупномасштабным, но неравномерным оруденением. Есть все основания для обнаружения в пределах Делькенского рудного поля месторождения золота с большими объемами и высокими содержаниями металла [294, 504, 323].

Проявление Завальное (I-1-67) находится в верховьях руч. Завальный, правого притока р. Бол. Эльге. Его слагают алевролиты, песчаники и конгломераты нижнемеловой жорминской толщи. Гидротермально измененные породы приурочены к зонам разрывных нарушений северо-восточного простирания. При ГДП-200 выявлены 4 зоны прожилкового и метасоматического окварцевания шириной до 300 м и длиной 1,5–3 км (по делювию). Наибольший интерес представляют кварцевые брекчии с сульфидной вкрапленностью и прожилками халцедоновидного кварца мощностью до 2 см. Содержание

золота в них колеблется от 0,1 до 10 г/т (по пробирному анализу – 2,4–5,4 г/т). На проявлении рекомендуется проведение дальнейших поисковых работ [323]. В 2013 г. ОАО «Дальгеофизика» здесь провело поисковые работы с проходкой канав, бурением скважин.

Проявление Витькин Ключ (III-2-19) локализовано в алевролитах и аргиллитах дивнинской свиты. В них установлены разнонаправленные кварцевые прожилки и жилы мощностью от первых сантиметров до 1,65 м (в среднем 0,25–0,4 м) и протяженностью 50–150 м. Они сосредоточены в полосе шириной 100 м, протяженностью около 450 м и располагаются на расстоянии 0,7–25 м друг от друга. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, лимонитом, редко галенитом и вольфрамитом. Содержание золота составляет 0,01–5 г/т, редко 10 и 54,6 г/т (в 2 штуфных пробах), вольфрама – до 0,01 %, мышьяка – до 0,2–0,5 %, цинка – до 0,03 % [369, 487, 392]. В проявлениях с не ясными перспективами содержание золота в штуфных пробах колеблется от следов до 70,4 г/т. Они недостаточно изучены и требуют постановки дальнейших поисковых работ [467, 512; 392]

Проявления гидротермального типа золоторудной кварцевой формации известны и в Зимовинском рудно-россыпном узле – *Тыгдалян (II-2-41)*, *Кетав (II-2-42)*, *Зимовье-1 (III-2-1)*, *Промежуточное (III-2-5)*, *Барагон (III-2-12)*, *Низменное (III-2-15)*. В алевролитах и песчаниках нижнего мела, прорванных интрузиями и дайками среднего и кислого составов, золотое оруденение сосредоточено в жильно-прожилковых зонах мощностью от первых метров до 55 м, протяженностью первые сотни метров. Зоны содержат кварцевые жилы и прожилки мощностью от 5–10 см до 2,0 м с арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, станнином, лимонитом, иногда отмечаются вольфрамит, шеелит, гематит, касситерит. Содержание золота в рудных телах – от следов до 42,6 г/т. Большинство рудопроявлений перспективные, на них рекомендуется постановка поисково-оценочных работ. По некоторым из них приведены прогнозные ресурсы: кат. P₂ – 3–5 т (проявление Зимовье-1) и кат. P₂ – 0,7 т, P₃ – 3 т (проявление Барагон) [467, 476, 321].

Проявление Идол (I-3-11) и *пункты минерализации Безымянный (I-3-2)*, *Грушевый (I-3-4)*, *Булава (I-3-5)*, *Верховье р.Бол.Табо (I-3-13)* приурочены к андезитам и их туфам сусанинской толщи и больбинской свиты. На проявлении Идол в вулканитах установлены зоны прожилкового окварцевания мощностью от 1 до 18,6 м и протяженностью до 1,8 км с густой сетью кварцевых прожилков, а также зоны адуляр-кварцевых и серицит-кварцевых метасоматитов мощностью до 10–40 м и протяженностью 250–800 м. В рудах присутствуют пирит, халькопирит, марказит. Содержание золота в кварцевых жилах проявления составляет 1,5–19,1 г/т, в метасоматитах – значительно ниже, а в пунктах минерализации – и в кварцевых жилах, и метасоматитах не превышает 0,4–0,5 г/т. Прогнозные ресурсы золота по проявлению кат. P₂ – 6,8 т; объект перспективный [383].

Проявление Гурское (II-1-29) сложено андезитами, андезибазальтами их туфами и лавобрекчиями больбинской свиты, прорванные позднемеловыми телами риолитов, дацитов. Они вмещают семь минерализованных зон кварцевых, серицит-кварцевых и кварц-серицитовых метасоматитов, а также 2

кварцевые жилы. Золотоносные зоны метасоматитов имеют мощность 10–40 м и протяженность 600–1400 м. В их пределах выделены рудные тела мощностью 1–1,7 м, суммарной протяженностью 875 м и кварцевые жилы мощностью 3 и 3,7 м. В рудах установлены пирит, халькопирит, пирротин, галенит, касситерит, золото, блеклая руда, англезит, ковеллин. Среднее содержание золота в рудных телах зоны «Центральной» составляет 0,15–2,2 г/т, серебра – 283 г/т, в кварцевых жилах – 7,3 г/т золота, серебра – 3,1 г/т. Прогнозные ресурсы кат. P₂ по зоне "Центральной" золота – 0,6 т, серебра – 96,5 т [500, 392А].

Проявления Предгорное (II-1-39) и Прогнозное (II-1-42) локализованы в андезитах сусанинской толщи, прорванных субвулканическими телами риолитов, дацитов. В них установлены минерализованные зоны прожилково- и метасоматически окварцованных пород с рудными телами мощностью от 2,55 до 11,3 м, протяженностью 200–1500 м. Содержание по рудным телам составляет: золота – 0,01 – 11,4 г/т и серебра – 3,3 г/т на мощность 2,55 м, золота – 0,49 г/т и серебра – 36,9 г/т на мощность 11,3 м. Прогнозные ресурсы по кат. P₂ – 0,8 т золота и 43 т серебра при среднем содержании 36,9 г/т (проявление Предгорное) и 2,8 т золота, серебра – 17,4т (проявление Прогнозное) [500, 392А].

В Верхнесамаргино-Коппинском прогнозируемом рудном районе известно перспективное *проявление Золотое (VI-1-53)*. Оно сложено песчано-сланцевыми отложениями каталевской свиты, прорванными гранитоидами баппинского комплекса. В осадочных образованиях отмечаются широкие ореолы серицит-кварц-полевошпатовых роговиков, а в эндоконтакте интрузии развиты жилы и прожилки кварц-мусковитовых грейзенов. На проявлениях выявлено 8 минерализованных зон, которые включают серию сближенных кварц-арсенопиритовых жил (0,3 м) и зон грейзенизации (0,2–0,6 м). Протяженность жил – 40–200 м, зон грейзенов – первые метры–десятки метров. Содержание золота в кварцевых жилах (0,1–20 г/т), а в зонах грейзенизации (0,5 г/т), серебра – 19,4 – 971,8 г/т, меди – 0,15–0,3 %. Прогнозные ресурсы золота кат. P₂ – 24 т, серебра – 700 т, меди – 35 тыс. т [400].

Проявление Горбушинское (III-6-20) расположено в пределах островной суши в верховьях руч. Кузькин и приурочено к узлу пересечения главной зоны северо-восточного простиранья, контролирующей размещение всех известных проявлений, с пограничной зоной пластических деформаций, разделяющей слюдяно-кварцевый и зеленосланцевый подкомплексы верхнелангерийского метаморфического комплекса.

Вещающие породы представлены тонко-ритмично-полосчатыми сложноплощчатыми мусковит(серицит)-альбит-кварцевыми, мусковит-хлорит-кварцевыми филлитовидными сланцами, содержащими многочисленные линзы зеленых ортосланцев и слюдистых кварцитов.

Внутреннее строение рудоносной структуры определяется сочетанием продольных зон трещиноватости, дробления и милонитизации с системой кулисообразно расположенных жил и прожилков и пакетами сложноплощчатых пара- и ортосланцев, смятыми в асимметричные опрокинутые складки. По простиранью зоны наблюдаются участки пережимов (до 20 см) и раздувов (до 120 см).

Наиболее богатые руды приурочены к участкам перехода от пережимов к раздувам, и их положение определяется местами пересечения рудовмещающей структуры с системой широтных зон дробления взбросового типа.

Рудоносные жилы представляют собой эшелонированные кулисы линзовидного строения. Раздувы достигают 5,6-9 м.

Кварцевые жилы сложены молочно-белым крупно-гигантозернистым кварцем с многочисленными ксенолитами вмещающих сланцев и серпентинитов. Характерна рассеянная вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита и халькозина.

Максимальное содержание – 5 г/т – приурочено к участку жилы брекчированного и перекристаллизованного кварца. Золото мелкое (0,05-1,2 мм) со средней пробой 845, дендритовидное, кристаллическое и комковатое. Примеси в золоте: висмут, медь, никель, свинец, сурьма.

Проявление Незаметное (III-6-25) находится в пределах островной суши, приурочено к фронтальной части Центральной рудоносной зоны. Площадь проявления сложена черными и серыми углеродсодержащими (Сорг=0,13-0,2%) мусковит-хлоритовыми, биотит-хлоритовыми сланцами с кварц-альбитовыми сегрегациями слюдяно-кварцевого подкомплекса. Рудоносная зона представлена 14 телами тектонитов. Рудные тела прослежены на 300 м по простиранию и падению. Общая протяженность рудовмещающих тектонитов 1700 м.

Установленные богатые гнезда в контуре содержаний >5 г/т по простиранию достигают 90 м при средней мощности 1,07 м. Среднее содержание в центральном теле – 16,37 г/т. В области гнезда мощность богатых тектонитов достигает 0,8 м, а их количество – до 5 тел на сечение. Здесь мощность раздува рудных тел 3-4 м, а ширина околорудных метасоматитов до 20 м.

Рудные тела представлены интенсивно катаклазированными сланцами, перекристаллизованными брекчиями и бластокатаклазитами с золото-арсенопиритовой минерализацией. Максимальное содержание золота 45,9 г/т.

Проявление Фестивальное (III-6-26) находится в Рукутама-Армуданской минерагенической зоне на о.Сахалин и расположено на водоразделе ручья Рукосуев и р. Зеленая, приурочено к зоне сопряжения разлома СЗ простирания и центрального рудоконтролирующего разлома СВ простирания, косекающего северный фланг купольной структуры. Площадь проявления сложена породами слюдяно-кварцевого подкомплекса, представленного в северо-восточной части дисгармонично-плойчатыми вторично рассланцованными слюдяно-альбит-кварцевыми сланцами,

Рудное тело представляет собой линейный штокверк протяженностью около 50 м при ширине выхода от 15 до 24 м. Вмещающие породы представлены черными углеродсодержащими слюдястыми парасланцами, переслаивающимися с зелеными ортосланцами. Плотность прожилкования неравномерная, как и мощность жил. Мощность в раздувах достигает 50 см при рядовых 10 и менее см. Интенсивность прожилкования возрастает вблизи мощных жил. Протяженность их достигает 30-40 м при средней 20 м.

Суммарная мощность продуктивных жил линейного штокверка – 1,2 м. В пределах него установлено от 4-х до 8-ми продуктивных жил суммарной мощностью до 55 см. Содержание золота варьирует от 1,6 до 52,4 г/т.

Помимо золота, в рудах отмечаются мышьяк, вольфрам, серебро, свинец. Золото размером 0,3-1 мм комковатое, губчатое, реже кристаллическое. Пробность 890-910.

Проявление Забытое (III-6-27) расположено в той же зоне, что и предыдущее рудопроявление, в бассейне руч. Незаметный левого притока руч. Рукосуев, впадающего в 4 км от устья ручья.

Площадь рудопроявления сложена сложно дисгармонично-плойчатыми, вторично рассланцованными слюдяно-альбит-кварцевыми парасланцами слюдяно-кварцевого подкомплекса. В структурном отношении рудопроявление приурочено к узлу пересечения сбросо-сдвиговой зоны с северной ветвью взбросо-надвига, локализуясь в первой структуре. Продуктивные интервалы оруденелой зоны представлены одиночными или сближенными кварцевыми жилами, пологопадающими на северо-восток, секущими по отношению к вмещающим сланцам и сопровождающимися линейными ореолами тонкого прожилкования кварца в сланцах. Установленные продуктивные жилы и прожилки объединены в предполагаемое рудное тело типа линейного микроштокверка, протяженностью 25-30 м. а шириной выхода 4,0 м, при средней мощности продуктивных тел – 0,35 м и среднем содержании золота – 3,42 г/т.

Проявление Запывкинское (IV-6-20) также находится в Рукутама-Армуданской минерагенической зоне. Площадь рудопроявления сложена интенсивно (до бластотектонитов) вторично интенсивно рассланцованными парасланцами, ориентированными в субмеридиональном направлении. Рудовмещающие структуры представляют собой прожилково-брекчиевые зоны мощностью до 15 м с общей высокой степенью тектонической переработки. Мощность отдельных локальных зон от 0,1 до 2 м. В совокупности они объединяются в С-З ориентированную рудную зону шириной 100-150 м, прослеженную по простиранию на 150 м.

Золотопродуктивные образования представлены катаклазитами, ультрамилонитами, преобразованными в апосланцевый кварц-гидрослюдистый метасоматит. В рудных метасоматитах содержания золота 5-20 г/т, мышьяка до 0,1%, вольфрама до 0,01%.

Прослеженная протяженность рудных тел в контуре >1 г/т 30-35 м при средней мощности 0,5 м. Средневзвешенное содержание золота – 9,2 г/т.

Золото россыпное. Среди россыпных месторождений территории выделено 2 крупных, 5 средних и 40 малых объектов и 24 россыпных проявления.

Россыпные месторождения и россыпепроявления золота распространены в материковой части – в Нижнеамурской и Усть-Амурской минерагенических зонах, в островной части – в Рукутама-Армуданской минерагенической зоне. Практически все значимые россыпи золота сосредоточены в Пильда-Лимурийском, Гумнинском и Лангерийском рудно-россыпных районах.

В Пильда-Лимурийском рудно-россыпном районе, в пределах Агние-Афанасьевского, Дидбиранского, Лимурчанского (Делькенского), Дяппенского рудно-россыпных узлов выявлены многочисленные россыпи: средняя по запасам руч. Бол. Бори с притоками руч. Феликс-Ивановский и Первый (I-1-7), малые – руч.Евгеньевский (I-1-16), р. Жорма (I-1-36), руч. Перевальный (I-1-41), ручьи Делькен Второй, Лев. Делькен, Делькен (I-1-47), руч. Темный

(I-2-13), р. Дали, руч. Красивый (I-2-16), р. Дяппе, руч. Блудный (I-2-17), р. Амуркан с притоками Дорожный, Горелый (I-2-19), руч. Заиграевский (I-2-21) и крупная – р. Дидбиран и ее притоки (I-2-2).

Вблизи Агние-Афанасьевского месторождения разведаны аллювиальные россыпи – руч. Бол. Бори с притоком руч. Феликс-Ивановский, Первый (I-1-7) и руч. Евгеньевский (I-1-16).

Первая россыпь долинная, мелко - глубокозалегающая общей длиной 12755 м, шириной 30–200 м; мощность массы – 3,2–7,72 м. Содержание золота на массу 224 мг/м³ (руч. Бол. Бори), 272 мг/м³ (руч. Феликс-Ивановский) и 1762 мг/м³ (руч. Первый), на пласт – 10 г/м³ (руч. Первый); пробность золота 820–835. Балансовые запасы золота на 01.1.2013 г. – 398 кг, забалансовые – 14 кг.

Россыпь руч. Евгеньевский – мелко- и глубокозалегающая, длиной соответственно 3480 м и 1370 м, шириной 105 м и 20 м; мощность массы 5 и 11 м. Среднее содержание золота на массу по мелкозалегающей россыпи – 598 мг/м³, глубокозалегающей – 442 мг/м³. Балансовые запасы кат.С₁ – 107 кг, забалансовые – 13 кг.

Россыпи частично отработаны, добыто 1,479 т золота [501, 296, 288, Баланс запасов золота на 1.01.2013 г.].

В Дидбиранском рудно-россыпном узле установлены крупная россыпь *р. Дидбиран и ее притоки* (I-2-2). Россыпь долинная, увальная, погребенная, мелко – и глубокозалегающая общей длиной более 22 км, шириной от 18 до 90 м; мощность массы мелкозалегающей россыпи до 5–7 м, глубокозалегающей – до 23,1 м и погребенной – до 23,5 м; мощность пласта – 1,0–1,2 м. Содержание золота на массу – от 30–50 мг/м³, до 624 мг/м³, на пласт – по увальной россыпи – 2,4 г/м³. Пробность золота 870. Россыпи разведывались в 1928–1952 гг. и в 1966–1968 гг., обрабатывались ямным способом и шахтами. Мелкие россыпи ручьев Гусяковского, Январского, Дорожного, Подсобного (притоки р. Дидбиран) отработаны частично. По россыпи добыто 5,25 т золота. Остаток балансовых запасов россыпи Бол. Дидбиран на 01.01.2013г. по кат. С₁ – 0,356 т. [502, 296, Сводный баланс золота на 01.01.2013 г.].

В Дяппенском рудно-россыпном узле известно 6 малых россыпей – *р. Жорма* (I-1-36), *руч. Темный* (I-2-13), *р. Дали, руч. Красивый* (I-2-16), *р. Дяппе* (I-2-17), *руч. Дорожный, Горелый* (I-2-19), *руч. Амуркан* (I-2-21). Россыпи аллювиальные долинные, преимущественно мелкозалегающие. Длина их от 2290 до 6600 м, ширина от 14 до 81 м, мощность массы от 3,53 до 14 м, пласта – 0,7–2,4 м. Содержание золота колеблется от 126 до 1576 мг/м³; встречаются самородки весом до 745,5 мг (руч. Темный). Пробность золота 866–920. С 1910 по 1993 гг. россыпи неоднократно разведывались и обрабатывались. Россыпи *р. Жорма* отработана полностью, остальные – частично. По россыпи *р. Жорма* добыто 471 кг золота [502, 296, 394, 478].

В Лимурчанском (Делькенском) рудно-россыпном узле выявлены малая россыпь ручьев *Делькен Второй, Лев. Делькен, Делькен* (I-1-47) и россыпное проявление *руч. Солдерун* (I-1-45). Россыпь и россыпное проявление долинные, мелкозалегающие, длиной 750–6940 м; мощность массы – 5,4–8,5 м, пласта – 0,4–1,8 м. Содержание золота на массу – 53–66 мг/м³, на пласт – 320–413 мг/м³ по россыпному проявлению и 512–931 мг/м³ на массу, на пласт

– 4386 мг/м³ в россыпи [394, 294, 288]. В настоящее время большая часть россыпи отработана, оставшиеся на балансе запасы на 1.01.2013 г. кат. С₁ – 80 кг приурочены к их нижней части и трудно извлекаемые из-за разубоживания пласта и значительной мощности (свыше 8,5 м) аллювия.

В Шаман-Уктурском рудно-россыпном районе, в пределах Каргинского рудно-россыпного узла известна малая россыпь золота *Саласукан* (II-1-5). Россыпь долинная, мелкозалегающая длиной 2400 м, шириной 15–100 м, мощность массы – 2,2–4 м, пласта – 0,2–0,6 м. Содержание золота на массу составляет 227–337 мг/м³ (среднее 278 мг/м³). Прогнозные ресурсы кат. Р₁ – 125 кг, Р₂ – 141 кг [392А]. Балансовые запасы на 1.01.2013 г. кат. С₂ – 22 кг, забалансовые – 10 кг [Сводный баланс запасов золота].

В Тумнинском рудно-россыпном районе, в пределах Зимовьинского и Оемкунского рудно-россыпных узлов, разведано наибольшее количество россыпных месторождений: *руч. Зимовье-1* (III-2-2), *р. Бол.Гульмамсе* (III-2-7), *руч. Лев. Джегдаг и р. Егдаси* (III-2-18), *р. Ху (Колба) и ее притоки* (III-2-20), *руч. Озерный* (III-2-21), *р. Оемку и ее притоки* (III-2-26), *руч. Каменный* (III-2-27), *руч. Хоккайти* (III-2-39), *руч. Березовый* (III-2-40), *руч. Джеригда* (III-2-41) и россыпных проявлений – *р. Большая (верховье)* (III-2-28), *руч. Орой и Синий* (III-2-43), *руч. Ибу* (III-2-56). Наиболее значительными представляются крупное россыпное месторождение *руч. Зимовье-1* с притоком *руч. Золотой* и среднее – *р. Оемку* и ее притоков.

Россыпь *руч. Зимовье-1* долинная, мелкозалегающая состоит из 2-х струй: длина 1-ой струи – 1095 м, 2-ой струи – 835 м, соответственно ширина 76 и 42 м, мощность массы 3,8 и 5 м. Среднее содержание золота на массу по 1-ой струе – 718 мг/м³, по 2-ой струе – 319 г/м³. Россыпь отрабатывается, оставшиеся балансовые запасы на 1.01.2013 г. кат. С₁ – 68 кг, [477, 256, 288, Баланс запасов золота на 1.01.2013 г.].

Средняя россыпь *р. Оемку* с *руч. Широким, Ноябрьским, Светлым, Горным, Горным-2, Таборным и Тунгусским* (III-2-26) долинная, мелкозалегающая общей длиной 20526 м, шириной 34–96 м; мощность: массы 2,9 – 7,46 м, пласта 0,9 – 1,28 м. Содержание золота на массу – 111–800 мг/м³, на пласт – 653 мг/м³. Отработана [Прытков, 1985; Денисов, 1991].

В Холанском рудно-россыпном узле Кизинского золоторудно-россыпного района, вблизи Холанского месторождения золота, разведаны и отработаны 3 сближенные россыпи: *руч. Кетовский, Кобылинский, Марковский* (I-3-7) общей длиной 3300 м, шириной 7–12 м. Россыпи долинные, мелкозалегающие со средней мощностью торфов 1,5 м, песков 1–2 м и содержанием металла от 55 до 1525 г/м³. Добыто около 700 кг золота [Кузьмин, 1942, Кисец, 1962].

На территории листа россыпепроявления в большинстве случаев приурочены к известным рудоносным объектам. На всех россыпных проявлениях проведены поисково-оценочные работы (шурфы, скважины). Содержание золота в них, по некоторым интервалам на пласт имеют промышленные значения: *р. Черемшанка* (I-1-48) – до 895 мг/м³, *р. Лев. Черемшанка* (I-1-52) – до 1010 мг/м³ [Денисов, 1991]. Содержание золота на массу в других россыпепроявлениях колеблется от 62 мг/м³ (*руч. Ашмар* – II-3-5), до 529 мг/м³ (*р. Удунин* – II-1-41) [115, 477, 288].

Основной россыпной потенциал островной суши связан с Лангерийским золоторудно-россыпным районом, где россыпное золото содержится в верхнечетвертично-современных аллювиальных отложениях.

Все известные в районе промышленные россыпи относятся к группе мелкозалегающих аллювиальных пойм и низких террас. Россыпи мелкие, средние, преимущественно приплотиковые, одноструйные. Глубина залегания золотоносных песков 2-5 м, увеличиваясь до 7-9 м на участках широких долин. Мощность песков преимущественно 0,5-1,2 м, на участках увеличения мощности аллювия возрастает до 2,5 м.

Золото россыпей бывает преимущественно фракций 0,5-0,25 мм и 1-0,5 мм, хотя нередки и более крупные (>1 мм) золотины, вплоть до самородков весом до 1 кг. Цвет золота желтый, соломенно-желтый, редко зеленовато-желтый, иногда бурый за счет лимонитовой рубашки. Золото большей частью свободное, гравитационное, иногда в сростках с кварцем, пиритом и арсенопиритом. Форма золотин комковатая, пластинчатая, дендритовидная, изредка в виде агрегатов кристаллов. Проба 856-920 при средней 902. В составе тяжелой фракции шлихов повсеместно присутствуют циркон, анатаз, апатит, гематит, лимонит, ильменит, гранат, лейкоксен, хромит, эпидот, турмалин, пирит. Реже, но довольно часто присутствуют шеелит, барит, мартит. Характерно присутствие минералов платиновой группы: осмистый иридий, платина, рутений.

В региональном плане россыпная золотоносность на Сахалине тесно связана с метаморфическим поясом и подчиняется метаморфической зональности, определяющей золотоносность метаморфических толщ.

Строгая пространственная приуроченность россыпей к поясу метаморфических сланцев, одноэтажность россыпей, строго приплотиковое положение золотоносных струй, слабая зараженность золотом «торфов» и поверхностного аллювия могут быть объяснены только одной причиной: россыпи сформированы в кратковременный неотектонический этап за счет размыва золотоносных кор выветривания, в которых золото находилось в свободном состоянии. На это же указывает и характер самородного золота в россыпях. Оно нередко слабоокатанное или почти неокатанное, дендритовидное, в сростках с пористым и друзовидным кварцем. Сульфиды, встречающиеся в сростках с золотоносным кварцем, нацело окислены. Резкое изменение базиса эрозии на границе позднечетвертичного и голоценового времени привело к смещению золотоносного материала кор выветривания в днища современных долин. Реликты таких кор выветривания с золотом – явление нередкое. Они имеют место над известными рудными телами, являясь одним из поисковых признаков коренного оруденения. Содержание золота в этих корах порой достигает 300 знаков на $0,02 \text{ м}^3$.

Интерпретация распределения запасов золота разведанных и уже большей частью отработанных россыпей показывает, что продуктивность их находится в прямой зависимости от положения долин в разрезе пакета пластин метаморфических сланцев. Расчет распределения запасов золота на 1 км^2 дренируемой водотоками площади показал, что чем глубже врез водотока, тем выше запасы золота на 1 км^2 площади водосбора. При этом фактор времени заложения гидросети играет важную роль в формировании россыпей. Так, все

водотоки высокого порядка и верховий рек второго и третьего порядков не содержат промышленных россыпей. Низкой россыпной продуктивностью характеризуются и поля контактовых роговиков.

Анализ положения россыпей в поле метаморфических сланцев и их продуктивность показывают, что водотоки, дренирующие только породы зеленосланцевого и черносланцевого подкомплексов верхнелангерийского метаморфического комплекса, не содержат промышленных россыпей (правые притоки р. Вальза и верховья Дербыша). Наиболее богатые россыпи расположены в поле слюдяно-кварцевого подкомплекса.

Шлиховые ореолы и потоки с содержаниями золота от 1–100 знаков, до 100 мг/м³ сосредоточены в известных золоторудно-россыпных узлах и районах [Гиньков, 1979; Чернявский, 1980; Нелюбов, 1990 и др.]. В донных отложениях содержание золота – от 0,01 до 0,4 г/т [296, 417, 323].

Таким образом, россыпные проявления с промышленными параметрами или близкие к ним, а также шлиховые и литогеохимические ореолы золота могут рассматриваться как перспективные объекты и требуют дополнительного изучения [477, 417, 323].

Серебро. На площади листа известно 4 собственно серебряных проявления, сосредоточенные в Главной Сихотэ-Алинской и Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минерагенических зонах. Два вторичных геохимических ореола рассеяния серебра установлены в Тумнинском рудно-россыпном районе. Серебряное оруденение относится к гидротермальному вулканогенному типу серебро-сульфидно-силикатной формации и часто сопровождается золотую, реже оловянную и полиметаллическую минерализации.

Проявления Обнаженное (V-1-36) и Извилистое (V-1-43) локализованы в покровах дацитов синанчинской свиты верхнего мела. В них выявлены кварцевые жилы мощностью 0,1 м (проявление Обнаженное) и зоны интенсивной серицитизации и лимонитизации мощностью до 10 м (проявление Извилистое), содержащие обильную вкрапленность и тонкие (1–5 мм) линзовидные скопления минералов серебра. Рудные минералы представлены пираргиритом, миаргиритом, пруститом, галенитом, сфалеритом, ванадинитом, касситеритом. Содержания серебра в штучных и задирковых пробах составляют 0,05–1 % (500 г/т – 10 кг/т). Перспективы проявлений не ясны [347, 111]. Близкие содержания серебра (до 1 %) установлены в зонах пиритизированных андезитов с большим количеством кварцевых прожилков мощностью до 1 см на *проявлении Мишунин Ключ (VI-2-16)* [143, 10]. В зоне дробления и сульфидизации на *проявлении руч. Ракитина (VI-1-49)* серебро содержится в количестве 253,2 г/т [400].

Содержания серебра до 1 % отмечены в олово-сульфидных рудах оловянного месторождения Пионерское и проявления Длинное-1 [485, 264, 111]. Высокие содержания серебра (до 4128 г/т) установлены в Учаминском золоторудном месторождении, где среднее содержание серебра на разведанной части месторождения составляет 41,3 г/т, а запасы металла по кат. В+С₁+С₂ подсчитаны в количестве 24,87 т, забалансовые (при среднем содержании 29,3 г/т) – 51 т (на балансе не числятся) [349]. Во многих комплексных серебряно-золоторудных проявлениях содержание серебра достигает 283 г/т [427, 500, 296].

В донных отложениях правых притоков р. Тумнин серебро присутствует в количествах 0,5–2 г/т [220].

Радиоактивные элементы

Радиоактивные элементы выявлены лишь в пределах материковой суши.

Торий. В междуречье Салоли-Ларгасу 2-я среди гранитоидов бекчиулского комплекса выявлен шлиховой ореол с единичными знаками торита и висмутина (II-1-20) и практического значения не имеет [392А].

Неметаллические ископаемые

Химическое сырье

Химическое сырье известно только в пределах материковой суши.

Сера. Проявление серы *Лавинное* (IV-1-17) типа колчеданных залежей установлено в образованиях джаурской свиты и представлено пластом интенсивно сульфидизированных пепловых туфов мощностью 2–3 м, прослеженного на 1,5 км. Кроме пирита в рудах отмечаются рутил (1–2 %), пирротин (20–25 %), марказит, халькопирит, малахит, лимонит. Содержание серы в колчеданах составляет 2,02–5,88 %, окиси железа 4,77–14,4 %. Проявление малоперспективное [341].

Флюорит. Проявление *Ларгасинское* (II-2-27) выявлено в зоне грейзенизированных и катаклазированных лейкогранитов и гранит-порфиров бекчиулского комплекса. Кварцевые и кварц-флюоритовые жилы, развитые в этой зоне, имеют мощность от 2 см до 2 м, редко 3–5,5 м. В центральной части зоны вскрыта и прослежена на 30 м линза почти чистого флюорита мощностью до 10 м, с уменьшением ее по простиранию до 4 м. Флюорит голубого, синего и фиолетового цвета, иногда образует мелкие бесцветные кубические кристаллы. Руды бедные, с содержанием флюорита в рудных телах – от 3,6 до 33,8 %. В зальбандах кварц-флюоритовых жил обнаруживается молибден (до 0,03 %) и гелий (до 0,01 %). Флюорит содержит лантан (0,1–0,3 %), церий (0,1–0,3 %). Прогнозные ресурсы флюорита кат. Р₃ – 175 тыс. т. Перспективы проявления не ясны [283, 241А].

Алунит. На площади листа выявлено 5 проявлений алунитов. Практически все известные проявления расположены на правом берегу р. Амур в Шаман-Уктурском рудно-россыпном районе. Оруденение гидротермального вулканогенного типа формации вторичных кварцитов связано с вулканитами позднего мела (дациты, риодациты и их туфы татаркинской свиты). Рудные тела алунит-кварцевых вторичных кварцитов вскрыты канавами и скважинами. Четыре массива вторичных кварцитов объединены в Шелеховскую группу проявлений: *Гурское* (II-1-25), *Гурское* (II-1-26) и *Барачное* (II-1-30).

Из этой группы проявлений наиболее детально изучен *Гурский объект* (II-1-26) в пределах приводораздельной части северо-восточного склона г. Тур. Здесь выделено 11 рудных тел (залежей) алунитовых кварцитов пластообраз-

ной формы мощностью 10–20 м. Главными минералами алунитов являются кварц, алунит, в некоторых случаях устанавливаются каолинит (до 30 %), диксит (до 15 %), диаспор (до 15–20 %). Алунит светло-серого, белого цвета с различными оттенками образует тонкую вкрапленность, реже гнездовые скопления. Распределение алунита во вторичных кварцитах характеризуется крайне неравномерным содержанием от 1–2 % в серицитовых и монокварцевых, до 38,89 % в собственно алунитовых вторичных кварцитах (среднее – 27,69 %). Из попутных компонентов отмечаются золото (0,01–0,4, редко 3 г/т), цинк, медь, ванадий (0,01–0,08 %). Прогнозные ресурсы алунитов Турского массива (проявления) на глубину 100 м по кат. P_1+P_2 составляют 8,731 млн т, из них кат. P_1 – 3,074 млн т и кат. P_2 – 5,657 млн т [297].

Проявление Гурское (II-1-25) включает 10 рудных тел (залежей) мощностью от 10 до 22 м, представленных алунитовыми вторичными кварцитами. Залежи обычно линзовидные, протяженностью 500–1500 м при ширине 50–650 м общей площадью от 5000 м² до 145 000 м². Минеральный состав аналогичен Турскому проявлению. Содержание алунита колеблется от 14,4 до 38,8%, редко до 55 % (среднее 30,83 %). Характерно повышенное содержание сульфидов, иногда золота (до 0,2–0,8 г/т). Запасы алунита кат. C_2 – 44 тыс. т (по рудному телу № 9). Суммарные прогнозные ресурсы кат. P_1+P_2 – 2,718 млн. т алунита, в том числе по кат. P_1 – 1,069 млн т, кат. P_2 – 1,649 млн. т [297].

На *проявлении Барачном (II-1-30)* выделено 14 рудных тел (залежей) алунитовых кварцитов мощностью от 5 до 20 м со средним содержанием алунита 28,81 %. Суммарные прогнозные ресурсы алунита по кат. P_1+P_2 – 5,245 млн т, в том числе по кат. P_1 – 0,335 млн т, кат. P_2 – 4,914 млн т [297].

Общие запасы и прогнозные ресурсы алунита *Шелеховского объекта* оцениваются в 16,814 млн т [297]. По данным бурения и геофизических работ (магнито – и электроразведка) мощность массива колеблется от 138 до 300 м. Учитывая, что в отдельных скважинах вскрыто от двух до четырех рудных интервалов, а также то, что в пределах массива кроме пласто – и линзообразных пологозалегающих залежей, отмечаются жильные и воронкообразные рудные тела, ресурсы алунита могут превышать подсчитанные в 2–3 раза, т. е. составить 40–60 млн т. По прогнозным ресурсам алунитовые руды Шелеховского объекта можно отнести к числу малых месторождений. По содержанию алунита руды являются бедными, легкообогащаемыми методом флотации с получением концентратов, отвечающим требованиям алюминиевой и химической промышленности [297].

На *проявлениях Быстринское (I-2-39)* и *Саласуканское (II-1-9)* в массивах вторичных кварцитов площадью соответственно 2,1 и 3,7 км², выделены зоны (залежи) алунитовых и дикситовых вторичных кварцитов с содержанием алунита от 15 до 36 %. Прогнозные ресурсы кат. P_3 – 16,3 млн т (проявление Быстринское). Перспективы проявления Саласуканское остались не выясненными [505, 392А].

Геолого-экономические расчеты показали, что в настоящее время рентабельными для отработки на юге Дальнего Востока могут быть месторождения с запасами более 100 млн т при среднем содержании алунита не менее 40 %, что позволит перерабатывать руды без обогащения, но с добавкой сынны-

ритов (по Г. З. Насырову). Однако, как правило, среднее содержание алунита в объектах менее 40 %. Ситуацию может изменить разработка принципиально новых технологий обогащения алунитовых руд [459].

Бораты. Борная минерализация проявлена в Кемской минерагенической зоне на водоразделе *руч. Глубокого и Верхнего* (VI-2-3). Здесь, в песчаниках дивнинской свиты, отмечается тонкопрожилковое окварцевание с кварцевыми прожилками мощностью до 2 см. Содержание бора в штучной пробе – 1–3 %. Пункт минерализации неперспективный [292].

Абразивные материалы

Корунд. *Проявление г. Шаман* (I-2-33) выявлено только в пределах материковой суши и приурочено к экзоконтакту палеоценового гранитоидного плутона с вулканитами больбинской свиты. В андалузит-серицит-кварцевых осветленных породах среди пропилитизированных андезитов установлена неравномерная вкрапленность, гнезда и ветвящиеся прожилки (до 1 см) тонкокристаллического голубовато-серого корунда с размером зерен 2–3 мм. Содержание корунда во вторичных кварцитах не превышает 10–12 %. Из-за отсутствия корундсодержащих залежей с промышленными параметрами, перспективы проявления оцениваются отрицательно [415, 298].

Горнотехническое сырье

Асбест. В Центральной Сихотэ-Алинской минерагенической зоне известно 3 проявления хризотилового асбеста, а в пределах островной суши зафиксирован 1 пункт минерализации, в котором асбест хризотилковый ассоциируется с дайками и массивами ультраосновных пород.

Проявления *Базовое* (III-1-9), *Поворотное* (III-1-13) и *Серпентинитовое* (III-1-14), локализованные в перидотитах гурского комплекса. В них установлено от 5 до 15 асбестоносных зон (мощность 0,3–4,5 м) с мелкопрожилковым и мелкосетчатым хризотил-асбестом, прослеженных на 100–150 м. В зонах отмечаются прожилки (2–10 см) асбеста поперечно-волокнистого строения с волокнами длиной 1–5 мм. Содержание асбеста составляет 0,5–2 %. Встречаются единичные прожилки продольно-волокнистого тремолит-асбеста мощностью 2–3 см с длиной волокон 5–7 см. В проявлении Базовом, кроме асбеста присутствует тальк в количестве от 11,5 до 66,8 %. Проявления – неперспективные [498].

Пункт минерализации р. Богатой (IV-6-1) расположен в среднем течении реки–приурочен к протрузивному телу серпентинизированных пироксенитов в поле развития раkitинского тектоногенного комплекса. Мощность асбестоносной зоны достигает 13 м, протяженность 100 м. Асбест присутствует в пироксенитах в виде многочисленных маломощных прожилков (1–3 мм, редко 5 мм). Содержание асбеста в породах не превышает 8%. Волокна асбеста от светло-серого до белого цвета, обладают высокой эластичностью и разрушаемостью. Ввиду малых размеров оруденения пункт минерализации представляет лишь минералогический интерес.

Тальк. В пределах изучаемой территории отмечается 1 малое месторождение и 2 проявления гидротермально-метасоматического и – амагматического типов тальковой апогипербазитовой формации.

На о. Сахалин, в юго-западной части Восточно-Сахалинских гор изучено *Первомайское месторождение и проявление Ветровал*. Все остальные залежи, ввиду малых размеров рудных тел и низкого качества сырья, промышленного интереса не представляют и не заслуживают постановки на них геологоразведочных работ.

Месторождение Первомайское (III-6-34). Среди залежей талька наиболее изучено Первомайское месторождение, расположенное в Смирныховском районе, в Восточно-Сахалинских горах, в бассейне руч. Большого (левый приток р. Мулейки). С ближайшим крупным п. Первомайским оно связано грунтовой дорогой.

На Первомайском месторождении установлено 25 тальковых залежей (рудных тел), приуроченных к контактам серпентинитов с вмещающими метаморфическими породами (амфиболитами и зелеными сланцами). Линейные размеры рудных тел варьируют в пределах 0,5-3,5 м по мощности, 10-60-100 м по простиранию, 5-15-130 м по падению. Практически все тальковые залежи имеют северо-восточное падение и угол падения 15-35°. На глубине и по простиранию они часто выклиниваются через 10-30 м. Сложены они преимущественно тальковыми сланцами, реже представлены тальковыми камнями. Тальковые сланцы (талькиты) представляют собой плотные, жирные на ощупь, желтовато-бурые, реже белые сланцеватые породы, сложенные на 85-95% мелкочешуйчатым (0,02-0,08 мм) тальком. Чистые талькиты белого или зеленоватого цвета. Более широко распространены лимонитизированные разновидности. Тальковые камни сложены агрегатом минералов – карбоната, серпентина, тремолита, хлорита и талька с содержанием последнего 70-80%.

Технологическая оценка талькитов, осуществленная в лаборатории технологии и обогащения руд бывшего Уральского геологического управления, позволяет руды тальковой залежи, содержащие 82% талька, отнести к готовому тальковому продукту, который может использоваться промышленностью без предварительного обогащения.

Талькиты Первомайского месторождения (III-6-34) являются качественным сырьем для многих отраслей промышленности, пригодным для их обработки открытым способом (без проведения геологоразведочных работ) при наличии спроса на тальк и заинтересованности в получении дефицитного сырья предпринимателей.

Вторым по значимости объектом потенциально промышленного талькового оруденения является *проявление Ветровал (IV-6-13)* на водоразделе рек Оленьей и Выжля, где поисковыми работами на контакте серпентинитов с филлитами выявлены зоны оталькования, содержащие рудные тела. При более детальном изучении проявления здесь прогнозируется месторождение тальковых руд с ресурсами P_3 – 1,0 млн. т до глубины 50м, пригодного для подземного (штольневоего) способа добычи [265].

В пределах материковой суши зафиксировано *проявление Эртукулинское (IV-1-19)*, которое представлено линзовидными телами талькитов мощностью до 2 м и протяженностью не более 0,5 км, располагающимися вдоль контакта

перидотитов гурского комплекса с кристаллическими сланцами аннойской толщи. Химический состав тальцитов (в %): кремнезем – 30,05–53,09, глинозем – до 2,44, окись железа – 4,62–9,13, окись магнезия – 24,53–28,83, окись кальция – 0,77–6,4. По химическому составу они соответствуют требованиям многих отраслей промышленности, однако из-за малых параметров тел тальцитов проявление не представляет практического интереса [341].

Цеолиты. Зафиксированы только в пределах материковой суши в количестве 1 проявления. *Проявление Левобережье р.Тунь (Ш-3-2)* приурочено к покровам темно-серых пузыристых базальтоидов самаргинской свиты. При ширине выхода цеолитовых метасоматитов 40–50 м, протяженность их составляет 600 м. Цеолиты в породе слагают сплошные мелкозернистые агрегаты в центральной части метасоматитов, а также выполняют пустоты в андезибазальтах. Кристаллы его прозрачные, реже дымчатые и желтовато-бурые от примесей гидроокислов железа. Отмечаются брекчии андезибазальтов, в которых цементом служат мелкозернистые агрегаты цеолита. Удельный вес цеолитов – 2,54 г/см³, пористость – 0,1788 см²/г, абсорбция – 4,47 ммоль/г; монтмориллонит присутствует в количестве 0,85 %. Прогнозные ресурсы кат. Р₃ – 10–11 млн т. Проявление перспективное [433].

Драгоценные и поделочные камни

Хризолит. В пределах материковой суши в 1987–1990 гг. поисковыми работами на драгоценные камни в субщелочных и щелочных базальтах ванинской толщи выявлено три проявления хризолитов – *Гатка (V-2-10)*, *Тутточа (V-2-14)* и *Коппинское (V-2-26)*. На первых двух проявлениях лерцолит обнаружен в элювиально-делювиальных развалах субщелочных базальтов ванинской толщи. На Коппинском проявлении в коренном залегании установлено 3 линзовидных шлаковых тела субщелочных базальтов длиной 150–500 м, шириной 100–150 м с включениями лерцолитов размером до 15–30 см, содержащих кондиционное сырье. Хризолит имеет густую зеленую окраску с золотистым оттенком. По размерам бездефектных агрегатов более 80 % камня относится к III сорту, около 10 % к II сорту и первые проценты – I сорту. Содержание хризолита в промышленном сырье – 48,5–54,1 г/м³, а сортового камня – 2,63–5,21 г/м³. Прогнозные ресурсы кат. Р₁ по 2 телам составляют 2176 кг промсырца и 126 кг сортового камня; кат. Р₂ – 2207 кг промсырца и 107 кг сортового камня [416].

Топаз. На материковой суше в ороговикованных песчаниках дивнинской свиты, прорванных лейкогранитами баппинского комплекса, выявлено проявление топаза – *Мау (VI-1-59)*. Зоны топазоносных кварц-флюоритовых прожилков пространственно связаны со штокверковым вольфрамит-молибденовым оруденением. Как правило, окраска топазов молочно-белая, реже бледно-желтая. Размеры кристаллов – в среднем 0,3–0,5 мм, редко до 1 x 1,7 мм. В отдельных протолочках содержания его достигают 5–7,8 кг/т. Примерно такие же кристаллы встречаются в шлихах из аллювия. Топазы не

отвечают существующим требованиям и практического интереса не представляют [400].

Горный хрусталь На территории листа в пределах материковой суши известно одно проявление горного хрусталя плутоногенного типа.

Проявление Улунское (II-2-15) локализовано в средне-крупнозернистых порфириовидных, часто аплитовидных миароловых гранитах Улунского массива прибрежного комплекса. В скальных выходах развиты миаролы (до 5 мм) и щелевидные полости длиной 5–50 см с наростами по стенкам щеток и друзок горного хрусталя. Толщина отдельных кристаллов у основания составляет 1,5–2 см, длина достигает 3–7 см. Кварц от бесцветного полупрозрачного, до дымчатого и черного (мориона). Кроме него, развиты также щетки розоватого полевого шпата, иногда в пегматоидном сростании с кварцем. Горный хрусталь может использоваться только как поделочный камень [481].

Морион, раухтопаз. В пределах картографируемой площади отмечены 2 проявления мориона (VI-1-7, VI-1-8) и 1 проявление раухтопаза (VI-2-11) плутоногенного типа, расположенные на материковой части листа.

На *проявлениях Дьявол (VI-1-7) и р.Бол.Боленку (VI-1-8)* морион обнаружен в аплит-пегматитовых жилах лейкогранитов верхнеудоминского комплекса. Хрусталеносные полости располагаются в линзовидных кварцевых обособлениях центральной части пегматитовых жил. Кристаллы мориона в среднем размером 5 x 2 см, достигая 7 x 2,5 см. Отмечаются также полупрозрачные кристаллы кварца размером до 15 x 8 см. Большинство кристаллов трещиноватые, но есть и не трещиноватые разности без посторонних включений. Проявление мало перспективное для обнаружения кондиционного мориона [454].

Проявление Бяполи (VI-2-11) приурочено к пегматитовой жиле мощностью до 7 м и протяженностью до 60 м среди лейкогранитов верхнеудоминского комплекса. Кристаллы раухтопаза дымчатые и дымчато-коричневые размером 5–10 см, реже 10–15 см, иногда 20–30 см по длинной оси. Раухтопаз обладает высокими декоративными свойствами. Прогнозные ресурсы его по кат. P₂ – 54 кг, кат. P₃ – 1080 кг. Проявление перспективное, рекомендуются поисковые работы масштаба 1:10 000 [416].

Поделочные камни. На площади листа отмечены только в пределах островой суши выявлено три проявления поделочных камней - *яшмы и карбонатно-кремнистый флиш* раkitинского тектоногенного комплекса на *р. Богатой (IV-6-2), серпентиниты р. Богатой (IV-6-3) и листвениты р. Широкая (IV-6-18)* [265]. Ниже приводится краткая характеристика разновидностей поделочных камней.

Среди образований хойской свиты широко развиты зоны полимиктового меланжа. Зачастую на зоны меланжа наложены гидротермальные изменения, приведшие к образованию лиственитов, обладающих декоративными свойствами. Наиболее интенсивно процесс лиственитизации проявлен в бассейне р.р. Широкая, Гремучая, Груша. Здесь установлены многочисленные выходы

лиственитов с широкой мозаикой оттенков зеленого цвета, и зачастую, с оригинальным рисунком. В бассейне среднего течения р. Широкая, левого притока р. Витница, отобраны две объединенные штучные пробы, согласно заключению листвениты могут быть использованы в качестве декоративно-облицовочной плитки.

В образованиях раkitинского тектоногенного комплекса и березовской свиты выявлены тела линзовидной формы и пластообразные залежи *яшм* (IV-6-2), крупные *тела серпентинитов* (IV-6-3). Яшмы согласно заключению могут быть отнесены к первому сорту, благодаря высоким декоративным свойствам могут найти применение в производстве художественно-декоративных изделий и как красивый, прочный облицовочный материал в строительстве. Серпентиниты ввиду легкости обработки камня, его шлифовки, блочности и красивой интенсивной окраски соответствуют первому сорту. Могут служить материалом для художественно декоративных изделий.

Листвениты р. Широкая (IV-6-18), обладающие большим диапазоном оттенков зелёного цвета и оригинальным рисунком, могут быть использованы в качестве декоративной плитки.

Строительные материалы

Кислые интрузивные породы

Гранит, гранодиорит. В пределах листа выделяется 5 крупных, 1 среднее и 4 малых месторождения плутоногенного типа.

Наиболее хорошо изученным объектом, расположенным на материковой части листа, является месторождение *Совгаванское-2* (V-3-26), приуроченное к краевой части интрузивного массива гранодиоритов прибрежного комплекса, где на площади 45,6 га проведена детальная разведка с проходкой скважин, шурфов, опытных карьеров. Гранодиориты имеют объемную массу 2,6–2,67 г/см³, плотность – 2,73 г/см³, пористость – 3,92–2,4 %, водопоглощение – 0,23–0,25 %, среднюю прочность при сжатии: в сухом состоянии – 1646 кг/см², в водонасыщенном – 1541 кг/см², морозостойкость – 1400 кг/см². По прочности относятся к марке 1400, по морозостойкости к марке Мрз-300, истираемости – И-1 и сопротивлению удару – У-75. Они пригодны в качестве бутового камня, в виде щебня и как заполнитель тяжелых бетонов. Балансовые запасы на 1.01.2013 г. по кат. А – 1404 тыс. м³, В – 7848 тыс. м³, С₁ – 16194 тыс. м³, С₂ – 4253 тыс. м³ (ГКЗ, № 9566, 1984 г.). Месторождение отрабатывается ООО ПСП «Завод ЖБИ».

Расположенное в 0,5 км месторождение *Совгаванское-3* (V-3-28) имеет аналогичные свойства, не разрабатывается и находится в нераспределенном фонде. Балансовые запасы его составляют по кат. А – 3213 тыс. м³, С₁ – 4340 тыс. м³, С₂ – 309 тыс. м³ (ТКЗ № 268, 1986 г.) [444, 231, 309, Сводный баланс строительного камня на 1 01. 2013 г.].

Лангерийское месторождение гранитов (III-6-32), находится в 15 км от п. Первомайское в верховьях р. Мулейка (о. Сахалин). Представлено штокообразным телом гранитов среди метаморфических сланцев верхнелангерийского комплекса. Химический состав гранитов (%): SiO₂ – 69,49; Fe₂O₃ – 1,82;

Al_2O_3 – 15,42; FeO – 0,24; CaO – 3,0; MgO – 1,13; MnO – 0,15; SO_3 – 0,13; P_2O_5 – 0,08; щелочи – 5,99. Петрофизические показатели: объемный вес – 2,61 г/см³, удельный вес – 2,65 г/см³, пористость – 0,8%, водопоглощение – 0,4%, морозостойкость – «Мрз-300», прочность на сжатие – 1000 кг/см², сернистые содержания – 0,19%. По качеству сырья граниты относятся ко II категории, запасы в тыс. тонн по категории $C_1=233700$.

В геологическом строении другого крупного месторождения - Сопки Кекурной (V-3-25) – кроме гранодиоритов участвуют габброиды, а в среднем месторождении *Силантьевское (Большая Дюанка, V-3-5)* - диориты и монциты. Запасы месторождения Сопки Кекурной (на балансе не числятся) – по кат. В+ C_1 – 10076 тыс. м³ (из них гранодиоритов – 8764 тыс. м³) [277, 364]. Балансовые запасы Силантьевского на 01.01.2013 г. по кат. В – 47 тыс. м³, C_1 – 1367 тыс. м³ и обрабатывается ОАО «Ванинский морской торговый порт» для собственных нужд [Леснов, 1987; Сводный баланс строительного камня на 1.01. 2013 г.]. Суммарные авторские запасы остальных месторождений составляют 7850,8 тыс. м³. [64, 23, 61].

Средние интрузивные породы

Диорит, кварцевый диорит. В пределах листа отмечается 2 крупных, 2 средних и 1 малое месторождение плутогенного типа.

Месторождение Лесозаводское (V-5-35, VI-5-20) – в 12 км к северо-западу от г. Макарова (о. Сахалин). Представлено субвулканическими телами диорит-порфиритов чеховского андезибазальтового вулканического комплекса. Месторождение разделено на 2 участка. *Участок №1 (VI-5-20)* – силл мощностью 40 м, длиной 9 км. *Участок №2 (V-5-35)* – 2 силла длиной до 2,5 км, мощностью 30-40 м и 80-250 м, мощность вскрыши 0,5-3м. Породы пригодны в качестве бута, щебня для бетонов и дорожных покрытий. Горнотехнические условия разработки сложные. Балансовые запасы уч. №2 (C_2) – 13,386 млн. м³, уч. №1 (А+В+ C_1) – 0,722 млн. м³.

Месторождение Угледарское (VI-5-11) – в 25 км южнее г. Макаров, представлено силлами и дайками чеховского андезибазальтового вулканического комплекса, сложенными диоритами, диорит-порфиритами, базальтами и андезибазальтами. На месторождении выделено 4 участка: *Южный* (М.п.т.- 140-300 м); *Октябрьский* (М.п.т.- 380-410 м, Квскр. – 1:5,8); *Каракульчан* (М.п.т.- 400-500 м); *Колхозный* – вулканогенно-осадочные породы. Породы пригодны для всех видов строительных работ, в т. ч. при производстве бетонов. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации простые. Балансовые запасы категории А+В+ C_1 – 47,781 млн. м³, C_2 – 110,762 млн. м³.

Месторождение Совгаванское-1 (V-3-19) расположено в 12 км юго-восточнее г. Советская Гавань. Порода состоит из плагиоклаза (55,65 %), кварца (20 %), роговой обманки и биотита (10 %) и обладает пористостью – 5,25–9,5 %, водонасыщенностью – 0,32–1,29 %, прочностью в сухом состоянии – 1200–1650 кг/см², износом в барабане Деваля – 2,8–4,5 %. Мощность коры выветривания составляет 0,1–10 м (средняя 3,5 м). Запасы камня по кат. А+В – 1002 тыс. м³ (сняты с баланса). Кварцевые диориты пригодны для бу-

тового камня в дорожном строительстве и как заполнитель бетона. Не эксплуатируется из-за горнотехнических условий [397, 277].

Месторождение ст. Тихая (VI-5-21) – в 1,5 км юго-восточнее ж/д ст. Тихая, представлено штоками и дайками чеховского андезибазальтового вулканического комплекса, М.п.т. – 30-60 м, М.вскр. – 2-2,5 м. Сырьё пригодно для балластного слоя ж/д пути, как крупный и мелкий наполнитель бетонов, при производстве бутового камня и в строительстве. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации простые. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 2,164$ млн. м³, $C_2 - 0,454$ млн. м³.

Основные интрузивные породы

Долериты, габбро. На картографируемой части листа отмечено 2 средних (Луньское, Надеждинское) и 2 малых месторождения (Кировское, Пограничное) плутогенного типа.

Месторождение Луньское (II-6-6) – в 40 км юго-восточнее пос. Арги-Паги, представлено штоком метадолеритов (длина 2,8 км, ширина 1 км). Породы могут использоваться, как строительный камень, для производства крупного наполнителя бетона и асфальтобетона, при строительстве и ремонте автодорог. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки простые. Балансовые запасы $A+B+C_1 - 0,724$ млн. м³, $C_2 - 0,784$ млн. м³.

Месторождение Надеждинское (V-4-2) – в 25 км северо-восточнее г. Шахтёрск (о. Сахалин). Эссекситы лесогорского сиенит-эссекситового гипабиссального комплекса слагают силл мощностью до 60 м и с мощностью вскрыши до 5 м. Щебень можно применять для внутренних конструкций и для других видов строительных работ. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации простые. Балансовые запасы категории $C_2 - 2,500$ млн. м³.

Месторождение Кировское (II-5-31) представлено метадолеритами с мощностью полезной толщи не менее 100 м, зона выветрелых пород до 1-3 м. Породы пригодны при строительстве авто- и железнодорожных насыпей, асфальтобетонов марки III (тип В), бутового камня марки «400» и щебня в бетоны марки «300». Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки простые. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 2,190$ млн. м³, $C_2 - 1,830$ млн. м³.

Месторождение Пограничное (IV-5-1) – в 5 км южнее пос. Пильво, представлено субвулканическим телом щелочных габброидов лесогорского сиенит-эссекситового комплекса. Выход блочного камня, как декоративного облицовочного материала – 32,1%, остальная масса пригодна в качестве крупного наполнителя бетонов и для других видов строительства. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки простые. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 0,865$ млн. м³.

Кислые и средние эффузивные породы

Дацит, андезит, андезибазальт. В пределах материковой и островной суши на территории листа известно 4 крупных, 5 средних и 9 малых месторождений этих пород вулканогенного типа.

Дациты и андезиты (для объектов материковой части листа) - *Майское* (V-3-16), *Мыс Копайга* (V-3-11), *Редколесенское* (I-3-21), *Пулинское* (I-3-23), *Чиалинское* (III-2-42), *Сереньковское* (III-2-45), *Левотумнинское* (IV-3-3), *Мыс Чум* (V-3-12) обычно в верхней части выветрелые, разбиты трещинами и перекрыты суглинком со щебнем. В некоторых месторождениях определены технические параметры камня. Они составляют: объемный вес – 2,45 г/см³, удельный вес – 2,93 г/см³, временное сопротивление сжатию в сухом состоянии – 506–589 кг/см², в водонасыщенном – 990–1294 кг/см². Выход товарного камня 60–70 %. Породы могут использоваться как бут, щебень и выборочно как облицовочный камень. Месторождения эксплуатировались при постройке железной дороги Комсомольск–Советская Гавань. Авторские суммарные запасы 5 месторождений андезитов и дацитов составляют 2109,7 тыс. м³ [403, 64, 23, 11].

Из всех месторождений материковой части листа наиболее хорошо изучено *Хаджинское месторождение андезибазальтов* (V-3-21), на котором проведена детальная разведка с бурением скважин. Оно расположено в 7 км к юго-западу от г. Советская Гавань и сложено полого залегающими пластами (0,5–9,2 м) совгаванских андезибазальтов 3-х разновидностей: серыми и светло-серыми плотными (37 %), темно-серыми мелко-крупнопористыми (23,5 %) и темно-серыми с вишневым и розовым оттенком (39,5 %). Мощность вскрышных пород – 2,9 м. Временное сопротивление сжатию в сухом состоянии камня 1-ой разновидности – 683–1569 кг/см², 2-ой – 622–1141 кг/см², 3-ей – 239–868 кг/см², в насыщенном состоянии соответственно 573–1182 кг/см², 412–375 кг/см² и 215–508 кг/см², пористость – 8,8–20,5 %, водопоглощение – 0,97–2,73 %, морозостойкость марки Мрз–150. Щебень из марки по дробимости – 600 и 1000, истирание – И-I и И-II, сопротивление удару – У-75, морозостойкость – Мрз–50. Балансовые запасы камня на 1.01.2013 г. по кат. А + В + С₁ – 4994 тыс. м³, С₂ – 2547 тыс. м³. Камень используется в качестве строительного щебня для ж. д. полотна, устройства покрытий, оснований автодорог и т.д. Может использоваться в качестве заполнителя в конструкционно-теплоизоляционных материалах. Месторождение эксплуатируется с 1967 г. [360, 309, Сводный баланс строительного камня]. Три месторождения андезибазальтов имеют не утвержденные суммарные запасы в количестве 25701 тыс. м³, из них по кат. А+В – 661 тыс. м³ (мыс Чум), кат. В+С₁ – 1654 тыс. м³ (Мыс Копайга) и кат.С₁ – 4186 тыс. м³, С₂ – 19200 тыс. м³ (Майское) [244, 413, 488].

В пределах островной суши известен целый ряд месторождений:

Месторождение Усковское-II (Змеиная Сопка) (II-5-13) – в 300 м южнее ж/д станции Усково. Представлено экструзией дацитов усковского дацит-долеритового гиабиссального комплекса. Мощность полезной толщи – 70 м, мощность вскрыши <3 м. Породы пригодны для строительного щебня, бутового камня и дорожного бетона низких марок. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации простые. Балансовые запасы категории А+В+С₁ – 3,521 млн. м³, С₂ – 4,003 млн. м³.

Месторождение Никольское (V-5-27) расположено в 5 км юго-западнее пос. Никольское, представлено андезибазальтами аракайской свиты, слагающими покров длиной 1,2 км, шириной 200-300 м (М.п.т.=150 м, М.вскр.=0,5-

0,8 м). Породы рекомендованы, как сырьё для производства щебня в основание и покрытие автодорог и как крупный наполнитель в бетонах марки «300». Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации благоприятные. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 1,967$ млн. m^3 , $C_2 - 10,302$ млн. m^3 .

Месторождение Первый Скоп (II-5-5) – в 5 км юго-восточнее пос. Молодёжное, представлено экструзией дацитов усковского дацит-долеритового гипабиссального комплекса. Мощность полезной толщи – 21-46 м, мощность вскрыши – 0,6-6,8 м. Щебень пригоден для балластного слоя ж.д. пути и для строительных работ. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации простые. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 4,7$ млн. m^3 .

Месторождение Эхминское (V-5-29) – в 3,5 км к востоку от пос. Изыльметьево. Силл орловского вулканического комплекса сложен андезибазальтами. Мощность полезной толщи (М.п.т.) до 60-80 м – на севере, 100-160 м – на юге месторождения, мощность вскрыши (М.вскр.) – 0,2 м, протяжённость залежи 2,4 км, ширина 0,15 км, подсчёт запасов камня – до +200 м. Возможно использование щебня как крупного наполнителя при производстве тяжёлых бетонов марок «200-300». Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки простые. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 1,509$ млн. m^3 .

Месторождение Вахрушевское (V-5-19, V-5-28) – в 1 км севернее пос. Вахрушево. Представлено потоками андезибазальтов и андезитов (М.п.т. – 9-60 м; М.вскр. – 0,5-3,0 м) в чеховской свите. Разделено на два участка: *Западный (V-5-19)* и *Восточный (V-5-28)*. Щебень может применяться при строительстве грунтовых дорог. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации благоприятные. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 3,013$ млн. m^3 , $C_2 - 0,697$ млн. m^3 , в т. ч. на Западном, $A+B+C_1 - 1,996$ млн. m^3 и $C_2 - 0,697$ млн. m^3 , на Восточном $A+B+C_1 - 1,017$ млн. m^3 .

Месторождение Красновское (V-5-35) расположено на склоне г. Краснова, где дациты и кварцевые диорит-порфириты орловского вулканического комплекса слагают залежь (5,8 m^2) овальной формы. Породы могут использоваться при различных видах строительных работ. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки простые. Балансовые запасы категории $C_1 - 0,061$ млн. m^3 , $C_1 - 0,593$ млн. m^3 , $P_1 - 83$ млн. m^3 .

Месторождение Изыльметьевское (V-4-2) – в 2 км юго-западнее пос. Изыльметьево. Силл андезибазальтов орловского вулканического комплекса представлен тремя залежами мощностью от 20 до 25 м. Камень может использоваться в качестве бута, как заполнитель тяжёлых и дорожных бетонов и щебня для строительных работ. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 1,536$ млн. m^3 .

Месторождение Орловское (VI-5-9) – в 6 км северо-восточнее г. Красногорск, представлено андезибазальтами холмской свиты. Породы могут применяться, как щебень для бетонов любых марок, как бутовый камень, для железнодорожного балласта. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации благоприятные. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 0,898$ млн. m^3 .

Основные эффузивные породы

Базальт. На рассматриваемой территории известно 15 месторождений этих пород вулканогенного типа: из них 1 крупное 3 средних и 11 малых.

Месторождение Меньшиковское (V-3-15) находится в 10 км севернее г. Советская Гавань. Покровные базальты совгаванской свиты обладают объемной массой – 2,28–2,57 г/см³, плотностью – 2,85–2,89 г/см³, пористостью – 11,3–34,3 %, водопоглощением – 1,3–5,85 %, пределом прочности на сжатие в водонасыщенном состоянии – 29,4–73,1 МПа, морозостойкостью – Мрз–100. Балансовые запасы на 1.01.2013 г. по кат. А + В + С₁ – 1173 тыс. м³. Базальты пригодны в виде щебня для всех видов строительных работ и как заполнитель в тяжелые бетоны. Оно эксплуатируется с 1951 г [244, 494].

Месторождение Усковское-1 (II-5-12) – в 0,7 км южнее ж/д станции Усково (о. Сахалин), приурочено к базальтам усковского дацит-долеритового гипабиссального комплекса. Мощность полезной толщи 70 м, коэффициент вскрыши – 1,7. Возможно применение, как наполнитель для дорожных бетонов марки «400», для балластного слоя ж/д путей, в качестве бута при строительных работах. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки благоприятные. Балансовые запасы категории А+В+С₁ – 326 млн. м³, С₂ – 2,031 млн. м³.

Месторождение Макаровское (VI-5-5) – в 1,3 км западнее г. Макарова и представлено потоком базальтов мощностью до 35 м в чеховской свите. Породы могут использоваться при любых строительных работах. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации простые. Балансовые запасы категории А+В+С₁ – 3,810 млн. м³.

Месторождение Сизиманское находится в нераспределенном фонде. Балансовые запасы базальтов по кат. С₁ – 4 тыс. м³ [356, Сводный баланс строительного камня на 1.01.2013 г.]. Суммарные авторские запасы остальных месторождений – 11411 тыс. м³ [403 11, 61].

Месторождение Макарьевское (II-5-30, о. Сахалин) расположено в 3,5 км юго-восточнее пос. Дуэ, представлено дайкой долеритов мощностью 25-45 м, длиной 620 м, с углом падения 30-65° и коэффициентом вскрыши 1:2,2 среди отложений нижедуйской свиты. Породы могут использоваться, как крупный заполнитель тяжёлых бетонов и автодорожного строительства. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки благоприятные. Балансовые запасы категории А+В+С₁ – 0,863млн. м³.

Месторождение Соболиное (II-5-6) – в 6 км на восток от пос. Молодёжный. Метабазальты залегают среди туфоаргиллитов потоками мощностью от 30 до 150 м. Выделяются блоки размером 50-70м. Породы пригодны для автодорожного строительства, для бутового камня марки «400», щебень – для бетонов марки «200», асфальтобетона III типа. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации простые. Балансовые запасы категории А+В+С₁ – 0,560 млн. м³, С₂ – 0,780 млн. м³.

Месторождение Тауланское (III-5-10) – в 9 км юго-западнее пос. Лонгари. Залежь метадолеритов длиной 140-200 м. Щебень из пород пригоден при строительстве железных дорог, как бутовый камень марки «400», бетонов марки «200-300» и асфальтобетонов. Горнотехнические и гидрогеологиче-

ские условия разработки простые. Балансовые запасы категории A+B+C₁ – 0,570 млн. м³, C₂ – 0,770 млн. м³.

Туфы. На площади листа отмечено 1 малое месторождение вулканогенного типа - *Чистоводное (V-3-9)*, расположенное в 6 км северо-западнее пос. Ванино. В базальтах и андезибазальтах сизиманской свиты установлены прослои неплотных туфов мощностью от нескольких сантиметров до 10–15 м. Объемный вес их – 1,82–2,32 г/см³, пористость – 29,5–32,04 %, водопоглощение – 10,08–11,96 %, прочность – 3,98–110 кг/см², активность – 50,31–57,68 мг/г. Авторские запасы по кат. C₂ – 924 тыс. м³ (не утверждались). Туфы могут служить активными добавками при производстве цемента. Месторождение не эксплуатируется [448].

Карбонатные породы

Известняк. На островной и материковой частях листа отображены 1 крупное и 2 малых месторождения известняков осадочного типа.

Основу минерально-сырьевой базы о. Сахалина по карбонатному сырью составляет *Гомонское месторождение (IV-6-5)*, расположенное на западных склонах Центрального хребта Восточно-Сахалинских гор, в среднем течении р. Ивашка в непосредственной близости от пос. Известковый (нежил.). Представлено линзовидным олистоплаком известняков мощностью 500 м и протяженностью 1430 м в тектонизированном алевропелитовом матриксом ивашкинского тектоногенного комплекса. Химический состав известняков (%): CaO – 54,97; MgO – 0,41; SiO₂ – 0,71; Al₂O₃ – 0,26; Fe₂O₃ – 0,23; TiO₂ – 0,02; Na₂O+K₂O – 0,08; MnO – 0,014; P₂O₅ – 0,047; SO₃ – 0,03; ППП – 43,05. Петрофизические показатели: объемный вес – 2,65 г/см³, удельный вес – 2,70 г/см³, пористость – 0,8–2,2%, водопоглощение – 0,3%, морозостойкость – «Мрз-25», прочность на сжатие – 675 кг/см². Мономинеральное карбонатное сырье, количество вредных примесей незначительно. Пригодны в качестве карбонатного сырья при производстве цемента, извести, известковой муки, в бумажной промышленности и как строительный камень. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки месторождения выше горизонта +290 м – простые, ниже этого горизонта – сложные и нерентабельные. Балансовые запасы сырья, числящиеся как цементное сырье (горизонт +290 м), по категориям B+C₁ составляют 69456,1 тыс. т.

Месторождение Киселевское (I-1-60) находится на левобережье р. Амур вблизи п. Киселевка. Небольшая линзовидная глыба известняка размером 50x20 м залегает в виде олистолита среди туфов и лав базальтоидов киселевской свиты. Известняк белого цвета нацело сложен мелкокристаллическим агрегатом карбоната кальция. Содержания основных компонентов составляют (в %): CaCO₃ – 93,84, MgCO₃ – 1,75, нерастворимый остаток – 1,62. По ОСТ-21-27-76 известняк соответствует первому классу А и пригоден для производства высококачественной строительной извести. Запасы известняка по кат. C₁ – 8,5 тыс. м³ (на балансе не числятся) [418, 399]. Месторождение периодически эксплуатировалось до 1989 г. для местных нужд, но в настоящее время его разработка остановлена по экологическим соображениям, ввиду расположения в водоохранной зоне р. Амур. В 1989–1991 гг. проводились поисковые работы по выявлению новых тел известняков за пределами водо-

охранной зоны, в 2,2 км северо-восточнее с. Киселевка. Однако известняк оказался худшего качества из-за высокого (8,39 – 13,8 %) содержания нерастворимого осадка и потому не был рекомендован для отработки [223, 323].

Палевское месторождение (III-5-5)(о. Сахалин) расположено в 10,5 км юго-западнее пос. Палево, приуроченное к олистоплакам ивашкинского тектоногенного комплекса. Породы залегают в виде 35 разобобщённых тел, 6 из них имеют значительные размеры: 3 изометричных тела (30-40 м в поперечнике), 3 линзовидных тела ($M \approx 10-20$ м, длина – 30-110 м), СаО – 54%. Известняки пригодны для производства строительной извести, известковой муки, портландцемента, щебня для бетонов высоких марок. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки простые. Балансовые запасы категории С₁ – 52,5 тыс. т.

Трепел и опока. На территории листа отмечено 1 крупное месторождение осадочного типа - *Ботчинское (VI-2-17)*, локализованное в палеогеновых туфопесчаниках и туфоаргиллитах колчанской свиты, где трепел и опока залегают 4 пачки мощностью от 2,1 до 29 м. Они разделены пластами туфопесчаников и туфоаргиллитов мощностью от 0,8 до 1,8 м. Химсостав (в %): кремнезем – 71,2–91,39, глинозем – 0,03–12,67, окись железа – 0,94–5,6, окись кальция – 0,3–1,35, окиси магния – до 0,42, натрия – до 0,38, калия – до 1,56. Объёмная масса в целике: трепелов – 0,88–0,90 г/см³, опок – 1,14 г/см³, в рыхлом состоянии – трепелов – 0,417–0,63 г/см³, опок – 0,623–0,776 г/см³. Месторождение разведано канавами в 1931 г. Запасы по кат. А – 50 тыс. м³, С – 22 млн м³ (на баланс не числятся). По технологическим исследованиям они пригодны в качестве гидравлических добавок при производстве извести и известково-трепеловых цементов. В связи с удаленностью и не развитой инфраструктурой месторождение не разрабатывается, запасы на баланс не числятся [399, 414].

Глинистые породы

Глины кирпичные, черепичные и гончарные известны как на материковой, так и на островной суше. На материковой суше: известно 1 крупное – *Даттинское (V-3-4)*, 1 среднее – *Хутинское (IV-3-10)* и 13 малых – *Кизинское (I-3-18)*, *Сортировочное (Дисгатта) (V-3-14)*, *Совгаванское (Лососиное) (V-3-17)* и другие месторождения суглинков и глин кирпичных. Глины и суглинки, пригодные для изготовления кирпича, залегают среди аллювиальных отложений надпойменных террас и коры выветривания базальтов совгаванской свиты (на материковой части листа). На о. Сахалин, глины и суглинки залегают в долинах рек и ручьёв, на склонах и террасовых плато, образуя линзообразные и пластообразные залежи мощностью от нескольких сантиметров до 20 м. Возраст их в основном четвертичный, а генезис аллювиальный, делювиальный, элювиально-делювиальный и элювиальный за исключением Ногликского месторождения, приуроченного к плиоценовым образованиям нутовской свиты.

Даттинское месторождение суглинков кирпичных (V-3-4) локализовано в верхней части коры выветривания базальтов совгаванской свиты. Плащеобразная залежь суглинков имеет мощность от 2,2 м до 9,5 м (средняя 5,7 м) и

протяженность 3,5 км при ширине 0,5–2,4 км. Мощность вскрышных пород в среднем составляет 0,8 м. Полиминеральное сырье полуокислого состава, умереннопластичное, низкодисперсное со средним содержанием средних по размеру обломков горных пород. С добавкой 15 % песка и 5 % шамота суглинки пригодны для получения кирпича керамического пустотелого марок "100" и "175", а с добавкой 1,5% мазута– керамзитового гравия марок "600" и "700". Балансовые запасы на 1.01.2013 г. по кат. В – 821 тыс. м³, С₁ – 2137 тыс. м³ и С₂ – 4601 тыс. м³ (ТКЗ № 327, 1990). Месторождение находится в нераспределенном фонде. [364, 280, Сводный баланс строительных материалов на 1. 01. 2013 г.].

Хутинское месторождение суглинков и глин кирпичных (IV-3-10) приурочено к аллювиальным отложениям второй надпойменной террасы р. Тумнин, в которых они образуют залежь мощностью от 0,9 до 10,9 м. Она перекрыта почвенно-растительным слоем и подстилается гравийно-галечниковыми отложениями. Химический состав глин (в %): глинозем – 18,8–24,32, кремнезем – 57,7–67,8, окись железа – 4,48–8,2, карбонаты – 1,17–2,43, сумма щелочей – 5,55–7,99. Число пластичности – 13,5–19,8 (мало-и среднепластичные), огнеупорность – 1450⁰С (температура плавления). Балансовые запасы на 1.01.2013 г. по кат. А+В+С₁ – 1259 тыс. м³. Глины пригодны для производства кирпича марок "100" и "125", пустотелых керамических блоков и ленточной черепицы с добавкой 10 % песка. Температура обжига изделий 980⁰. Месторождение не разрабатывается и находится в нераспределенном фонде [468, 61, Сводный баланс запасов строительных материалов на 1.01. 2013 г.].

Месторождение Ногликское (I-6-6), (о.Сахалин) расположено в 1,5 км юго-восточнее пос. Ноглики. Породы полуокислые, умеренно-среднепластичные, грубо-среднедисперсные, мало-среднечувствительные к сушке, легкоплавкие. Залегает в виде линзы (мощность 120-130 м, длина 530-630 м, ширина 220-250 м), М.вскр. – 0,4-0,9 м. Балансовые запасы 1336 тыс. м³.

Месторождение Александровское (II-5-20) – в 1,5 км южнее г. Александровска, в долине р. Б.Александровка. Глины и суглинки полуокислые, мало-среднечувствительные к сушке, легкоплавкие. Залегают в виде линзы М.= 1,7-8,0 м, М.вскрыши – 0,1-1,0 м. Сырьё пригодно для производства обыкновенного кирпича марок 100-150 и черепицы. Гидрогеологические и горнотехнические условия разработки глин простые. Балансовые запасы 1844 тыс. м³.

Месторождение 13 километр (IV-5-9) расположено в 13 км восточнее ж/д ст. Победино, приурочено к Тымь-Поронайской низменности. Глины (жёлтые и серые, их химический состав практически аналогичен) и суглинки. Пластообразная залежь с М.п.т.= от 1,0 до 26,6 м (М.ср. – 14,5 м), М.вскрыши – 0,5-1,6 м. Глины пригодны для производства кирпича пластического формирования марок 100-150 и плиток при внутренней облицовке стен. Гидрогеологические и горнотехнические условия разработки месторождения открытым способом благоприятны. Балансовые запасы 2330 тыс. м³.

Месторождение Бошняковское (IV-5-18) расположено на северо-восточной окраине пос. Бошняково. Суглинки, полуокислые, среднепластичные, среднегрубодисперсные, малочувствительные к сушке, тугоплавкие.

Они залегают в виде линзы, мощностью 0,8-4,7 м, М.вскр.ср. – 0,2 м. Сырьё пригодно для производства обыкновенного кирпича марок 100-200). Горнотехнические условия разработки простые. Балансовые запасы 1138 тыс. м³.

Месторождение Поронайское (V-5-3) – в 1,5 км южнее пос. Леонидово. Глины полуокислые – кислые, низко-среднедисперсные, легкоплавкие, залегают в виде горизонтального линзообразного тела (М=0,5-3,3 м, М.ср. – 1,7 м, М.вскрыши – 0,3-0,7 м). Сырьё пригодно для производства обыкновенного кирпича марок 100-200. Гидрогеологические и горнотехнические условия разработки простые. Балансовые запасы 1141 тыс. м³.

Месторождение Шахтёрское-II (V-5-11) – в 1,5 км юго-восточнее г. Шахтёрска. Полезное ископаемое – суглинки и глины полуокислые, низкодисперсные, умеренно пластичные, легкоплавкие, залегающие в виде линзы, мощностью 0,2-4,9 м, М.вскр.– 0,4 м. Сырьё пригодно для производства кирпича марок 125, 150, 175 с добавлением золы и опилок до 5%. Гидрогеологические и горнотехнические условия разработки простые. Балансовые запасы категории А+В+С₁ – 430 тыс. м³, С₂ – 625 тыс. м³.

Месторождение Углегорское (V-5-16) – в 4 км к северо-востоку от г. Углегорска. Полезное ископаемое – жёлтые глины четвертичного возраста (М.ср.=3,6 м) и серые неогеновые глины (М.ср.=4,1 м), М.вскр. ср.– 0,3 м. Форма залежи пластообразная. Глины пригодны для производства кирпича с применением отощающих добавок (опилки, шамот) в количестве до 15% и для производства черепицы. Гидрогеологические и горнотехнические условия разработки простые. Балансовые запасы (А+В+С₁) – 2408 тыс. м³.

Месторождение Гастелловское (V-5-17) – в 0,5 км к югу от пос. Гастелло. Глины и суглинки, полуокислые, умеренно-среднепластичные, низкодисперсные, легкоплавкие. М.п.т.ср. – 2,5 м, М.вскр.ср. – 0,4 м. Сырьё пригодно для производства обыкновенного кирпича марок 100-200. Гидрогеологические и горнотехнические условия разработки простые. Месторождение не эксплуатируется. Балансовые запасы (А+В+С₁) – 1106 тыс. м³.

Месторождение Макаровское (Вахрушевское) (V-5-26) – на южной окраине ж/д ст. Лермонтовка. Полезное ископаемое – бентонитовые глины полуокислые, умеренно-среднепластичные, среднедисперсные, малочувствительные к сушке, легкоплавкие, залегающие в виде линзы, М=0,5-3,9 м, М.вскр. – 0,2-1,9 м. Глины пригодны для производства кирпича марки 125 и черепицы. Горнотехнические условия разработки простые. Балансовые запасы (А+В+С₁) – 1225 тыс. м³.

Месторождение Пореченское (VI-5-6) – в 1,5 км к западу от ж/д ст. Поречье (Углегорский р-н), на правом берегу р. Лесная. Аллювиальные суглинки современного четвертичного возраста, полуокислые, грубодисперсные, легкоплавкие, М.п.т. – 0,4-4,0 м, М.вскр. – до 0,5 м. Сырьё может использоваться для изготовления обыкновенного кирпича. Горнотехнические условия разработки простые. Месторождение не эксплуатируется. Балансовые запасы (А+В+С₁) – 582 тыс. м³.

Глины для цементного производства. На площади известно 2 месторождения (среднее и малое) цементных глин.

Месторождение 13-ый километр (IV-5-6) – в 13 км восточнее ж/д станции и пос. Победино, на левобережье р. Поронай. Полезное ископаемое - жёлтые и серые глины (их химический состав практически аналогичен) и суглинки. Форма залежи пластообразная. М.п.т. – от 1,0 до 26,6 м (М.ср. – 14,5 м), М.вскр. – 0,5-1,6 м. (подробное описание см. выше). Кроме кирпича и черепицы, глины могут использоваться с известняками Гомонского месторождения при производстве портландцемента марки 400-500. Гидрогеологические и горнотехнические условия разработки открытым способом благоприятны. Балансовые запасы (A+B+C₁) – 14827 тыс.м³.

Месторождение Тихменевское (V-5-7) – в 18 км западнее г. Поронайска, на левобережье р. Тихменевка. Глины (бурые, серые, светло-серые, жёлтые, коричневые – в верхней части разреза; голубовато-серые, более пластичные и вязкие – в средней части, внизу – пески, М.вскр. – не >1 м, М.п.т. ср. – 4,8 м, М.вскр. ср. – 0,6 м. Все разновидности глин имеют схожий химический состав, силикатный модуль – 2,78, глинозёмный – 2,92. Глины пригодны для производства портландцемента марки 400. Гидрогеологические и горнотехнические условия разработки месторождения осложнены наличием подземных вод. Балансовые запасы (A+B+C₁) – 1036 тыс.м³.

Глины керамзитовые. Сырьё для производства керамзита сосредоточено в двух крупных месторождениях – *Аксянском (II-1-35)* и *Верхнем Кото (IV-2-6)*, и 1 малом – *Шахтёрское (V-5-15)*.

Аксянское месторождение керамзитовых глин установлено в неоплейстоценовых аллювиальных отложениях террасы р. Амур, в 10 км юго-западнее с. Нижнетамбовской. Полезный слой представлен пластообразной залежью глин и суглинков мощностью от 3,8–14,8 до 20,8 м на площади 0,16 км². Суглинки и глины коричневые и светло-серые. Глины плотные, вязкие, пластичные, без посторонних включений; суглинки менее пластичные с примесью (3–5 %) дресвы и щебня. Вскрышные породы представлены почвенно-растительным слоем мощностью 0,2–0,3 м, а подстилающими – являются суглинки с дресвяно-щебнистым материалом (до 30–50 %) и песчано-гравийные отложения с примесью суглинков. Объемная масса – 1,74 г/см³, плотность – 2,69 г/см³, влажность – 22,64 %, набухание – 2,39 %. Сырьё среднепластичное (число пластичности – 7–25), низкодисперсное (содержание крупных включений более 0,5 мм – 0,62 %), тугоплавкое (1390 °) со средним содержанием средних по размеру обломков, неспекающееся. Проведена предварительная и детальная разведка (13 скважин, 2 шурфа глубиной до 13,5 м). Балансовые запасы на 1.01.2013 г. по кат. А – 301 тыс. м³, В – 846 тыс. м³, С₁ – 835 тыс. м³, С₂ – 57731 тыс. м³ (ТКЗ № 332, 1990). С добавкой 1 % мазута при температуре обжига 1090 °С, сырьё пригодно для изготовления керамзитового гравия марки "700". Месторождение числится в нераспределенном фонде [464, 286, Сводный баланс строительных материалов на 1. 01. 2013 г.].

Месторождение аргиллитов Верхнее Кото (IV-2-6) выявлено среди песчаников и алевролитов приманкинской свиты. Здесь однородная пачка аргиллитов мощностью 225 м, характеризуется хорошей вспучиваемостью при температуре обжига 1225–1230 ° с наиболее стабильным и малым объемом гранул (0,7–0,5 г/см³). В аргиллитах кластический материал (около 3 %) пред-

ставлен обломками кварца, иногда рудных минералов. Авторские запасы кат. C_2 – 9 млн m^3 (на балансе не числятся). Месторождение перспективное, аргиллиты пригодны для приготовления керамзитового гравия [343].

Месторождение Шахтёрское (V-5-15) – находится на о. Сахалин в 5,5 км южнее от г. Шахтёрска. Полезное ископаемое – аргиллиты полуокислые, низко-среднедисперсные, средне-умеренно пластичные, тугоплавкие. Залегают в виде однородной толщи, $M=100-120$ м, $M_{вскр.} = 0,4-6,0$ м. Сырьё пригодно для получения аглопорита марок 350-500, керамического кирпича марки 150 и керамзитового гравия марок 400-450. Горнотехнические условия разработки простые. Балансовые запасы ($A+B+C_1$) – 4024 тыс. m^3 .

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Голоценовые и верхнеплейстоценовые песчано-гравийные отложения широко развиты на площади листа, слагая прибрежные районы, береговые валы, пляжи, косы, русла рек и отлогие берега.

На территории листа в пределах островной суши известно 1 крупное - *Гастелло (317 км) (V-5-14)*, 1 среднее – *Правохутинское (IV-3-13)* и 25 малых месторождений этого вида полезных ископаемых. Большинство из них эксплуатируется для местных нужд.

Гастелло (317 км) (V-5-14) – в 10 км юго-западнее г. Поронайск, в 5 км севернее пос. Гастелло. Участки: 1) «*карьер Гастелло*», 2) «*Новый*». Песчано-гравийные отложения слагают I-ую морскую террасу. Протяжённость косы – 5,5 км, ширина – 760 м, $M=2,0-6,2$ м, $M_{вскр.} = 0,3$ м. Валун (60-100 мм) – 0,3%, гравий (5-60 мм) – 42%, песок (>5 мм) – 58%. Могут применяться для балласта ж/д путей, дорожного и др. видов строительства. Горнотехнические условия эксплуатации благоприятные. По 2 участкам балансовые запасы категории $A+B+C_1$ – 8,344 млн. m^3 , C_2 – 8,069 млн. m^3 .

Балансовые запасы *Правохутинского месторождения (IV-3-13)* на 01. 01. 2013 г. составляют по кат. В – 773 тыс. m^3 , C_1 – 2043 тыс. m^3 . Месторождение находится в нераспределённом фонде (ТКЗ, 1956 г.) [Иванов, 1958; Сводный баланс строительных материалов на 1.01.2013 г.].

Адо-Тымовское (II-5-2) – на восточной окраине пос. Адо-Тымово, в междуречье рек Тымь и Пиленга. Валунно-гравийно-песчаные отложения приурочены ко II-ой надпойменной террасе р. Тымь, уч-к (2,2×1,2 км), $M_{п.т.} = 2,7$ м, $M_{вскр.} = 1,0$ м. Состав: песчаники, алевролиты, реже кремнистые породы. Пески могут применяться, как заполнитель в бетоны, гравий – при строительных работах. Горнотехнические условия эксплуатации благоприятные. Балансовые запасы (C_2) – 12425 млн. m^3 .

Участок «Славка» (II-5-4) – в 3 км севернее станции Славка, околос ж/д линии Тымовск – Ноглики. Песчано-гравийные аллювиальные отложения четвертичного возраста приурочены ко II-ой надпойменной террасе р. Тымь. $M_{п.т.} = 1,6-3,8$ м; $M_{вскр.} = 2,0$ м. Сырьё пригодно для строительства и отсыпки дорожного полотна. Балансовые запасы (C_2) – 3,665 млн. m^3 .

Усковское (II-5-8) – в 0,7 км к северо-западу от с. Усково. Песчано-гравийные отложения слагают II-ую надпойменную террасу р. Тымь. Слой –

1,2-8,3 м, М.вскр.=0,6-2,0 м. Сырьё может применяться при строительстве ж/д и автодорог и других видов строительства. Балансовые запасы категории $A+B+C_1 - 0,975$ млн. м³, $C_2 - 4,966$ млн. м³.

Усковское I – на северо-западной окраине с. Усково, на правом борту р. Усково, в 150 м от устья. Гравийно-галечные аллювиальные отложения р. Тымь, площадь участка – 2 км², М.п.т. до 7,5 м. Гравий (0,5-2 см) – 40-50%, галька (2-20 см) – 20-50%. В составе: крепкие песчаники, кварциты, яшмы, базальты, дациты, заполнитель – песок крупнозернистый полимиктовый. Пригодны для балластировки ж/д путей, покрытия автодорог, для бетона марки «150». Условия разработки благоприятные. Балансовые запасы $C_2 - 3,75$ млн. м³.

Участок №7 (II-5-27) – на Ю окраине п. Красная Тымь, в нижнем течении р. Каменка. Песчано-гравийные отложения слагают I-ую и II-ую надпойменные террасы р. Тымь. Площадь участка 1399 тыс. м², М.п.т.=3 м. Содержание гравия – 52%, валунов – 0,5%, песка – до 55%, валунно-гравийной смеси – 45-100%. Состав гравия: песчаники и алевролиты – по 29%, кремнистые породы – 29,6%. Гравий пригоден для дорожного строительства, балластировки ж/д и других строительных работ. Балансовые запасы $C_1 - 4,618$ млн. м³.

Участок №10 (III-5-3) – в 0,5 км юго-восточнее пос. Палево. Валунно-песчано-гравийные аллювиальные отложения четвертичного возраста. $S=1220$ м², М.п.т.= 4-7,5 м, М.вскр.=1,2 м. Уровень грунтовых вод до 2 м. Валуннов – до 24%, гравия – 61%, песка – 31%, глинистых частиц – 2,25-5,84%. Пригодны для строительства автодорог, балластировки ж/д путей и др. видов строительства. Горнотехнические условия разработки простые. Балансовые запасы категории $C_2 - 12,864$ млн. м³, $P_1 - 4,604$ млн. м³.

Малоорловское (IV-5-15) – в 10 км юго-западнее пос. Смирных. Песчано-гравийные отложения слагают чехол цокольной террасы р. Малая Орловка. М=3м. Подошва – глины верхненутовской свиты. Гравий не морозостойкий. Сырьё пригодно в несложном строительстве и для отсыпки автодорог IV и V класса. Прогнозные ресурсы $P_1 - 15$ млн.м³.

Ками-Китон (IV-5-16) – в 21 км западнее пос. Смирных. Песчано-гравийные отложения современного четвертичного возраста слагают чехол (h=20-30 м) цокольной террасы левобережья р. Орловка, площадь 1,1 км², М.п.т.=8 м. Гравий не морозостойкий. Сырьё пригодно для отсыпки автодорог IV и V класса. Прогнозные ресурсы $P_1 - 5,280$ млн. м³.

Туганинское месторождение (II-1-24) (материковая суша) представлено песчано-гравийными отложениями среднего неоплейстоцена, слагающими 25 метровую террасу р. Амур. На месторождении проведены поисковые работы и предварительная разведка (канавы, бурение 3-х скважин). Содержание гравийной фракции колеблется от 41,8 до 88,23 %. Гравий крупно-среднезернистый, по прочности относится к марке ДР-12, по истираемости – И-2, сопротивлению удару – У-75, морозостойкости – МРЗ-15. Содержание пылевидных и глинистых частиц в гравии – 0,2–2,5 %. Песчаная фракция относится к группе очень мелких песков. В целом гравийный отсев после фракционирования (удаление валунов более 140 мм) соответствует требованиям ГОСТ 23736-79 и 25607-83 и пригоден для покрытия автодорог. Запасы пес-

чано-гравийного материала по кат. C_2 – 402 тыс. m^3 (на балансе не числятся) [491].

Суммарные авторские запасы 8 месторождений материковой части листа составляют 2291,9 тыс. m^3 [64, 198, 23, 10]. На островной площади листа месторождения характеризуются балансовыми запасами категории $A+B+C_1$ и C_2 от 0,144 до 16,413 млн. m^3 .

Остальные участки (*I-5-7, I-5-8, I-6-8, II-5-16, II-5-22, IV-5-20, V-5-10*) имеют небольшие балансовые запасы и используются для местных нужд.

Песок строительный установлено 8 малых месторождениях осадочного типа, расположенных как на материковой, так и на островной суше.

На *Кизинском месторождении (I-3-19)*, пески слагают надпойменную террасу на южном берегу оз. Бол. Кизи. Объект выявлен при геологической съемке масштаба 1:200 000, качество песка не изучалось. Авторские запасы песка составляют 35 тыс. m^3 [10].

На о. Сахалин отложения песков слагают морские, озёрные и речные террасы, поймы рек, морские пляжи и косы. По возрасту они большей частью четвертичные, а по генезису – морские, озёрные или аллювиальные. Пески серые, жёлтые, желтовато-коричневые, полимиктовые и кварцевые, мелко-, средне- и крупнозернистые, часто с включениями гравия и гальки. Характерен непостоянный гранулометрический состав. В верхних частях залежей преобладают крупные фракции, а в нижних – мелкие. В пределах листа строительные пески распространены довольно широко, балансовые запасы оцениваются по категории $A+B+C_1$ от 0,166 до 17,1718 млн. m^3 .

Поронайское (V-6-4) – в 25 км восточнее г. Поронайска (между оз. Невским и зал. Терпения). Песками сложены I-ая аккумулятивная морская терраса и зона морского пляжа, М.п.т.=1,4-5,8 м. Выделено 3 участка: Промысловый-Центральный, Промысловый-Западный, Невский-Восточный. Общая протяжённость – 14 км, ширина – 200-700 м. Восточная часть косы сложена песчано-галечным материалом, западная – разнозернистыми песками. Соотношение полезной толщи и вскрыши – 5,9:1. Залегание горизонтальное. Содержание аморфного SiO_2 – 76-130 ммол/л, SiO_2 – 80,75%, $S_{общ}$ – 0,16%. Песок, как мелкий заполнитель бетонов «200», гравий – в дорожном строительстве. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации до уровня вод простые. Балансовые запасы категории $A+B+C_1$ – 17,1718 млн. m^3 .

Междуреченское (V-6-7) – в 3 км юго-западнее г. Поронайска (на площади м-ния торфа Фуру. Месторождение приурочено к I-ой морской террасе Охотского моря. Длина залежи – 1 км, ширина – 400 м, М.п.т.=4,9 м, вскрыша – торф, К.вскр.=0,25, SiO_2 – 78,67%, $S_{общ}$ – 0,05%. Сырьё применяется в дорожном и др. видах строительства. Горнотехнические условия разработки простые. Балансовые запасы категории $A+B+C_1$ – 1,49 млн. m^3 .

Красногорское (VI-5-13) – на побережье Татарского пролива, между г. Красногорском и пос. Парусное. Пески слагают I-ую морскую террасу, приуроченную к современным морским отложениям. Терраса длиной 10 км, шириной 500 м, $h=7$ м, с дюнами h до 14 м, Квскр.=5,9:1 м, М.п.т. $\approx 7,5$ м. Глубина подсчёта запасов – 4-4,5 м. Пески мелкозернистые, фракция 0,25-0,1 мм – 93%, SiO_2 – 75-91,5%, Al_2O_3 – 5- 23,4%, Fe_2O_3 – 0,04-6%. Можно использовать

для производства силикатного кирпича и для разных строительных работ. Горнотехнические условия разработки простые. Балансовые запасы категории А+В+С₁ – 2,923 млн. м³.

Песчаник. В пределах площади листа отмечены 1 крупное, 3 средних и 1 малое месторождение данного полезного ископаемого осадочного типа.

Нижнетамбовское месторождение (II-1-34) крупное, (материковая суша) не разрабатывается и находится в нераспределенном фонде. Оно сложено осадочными породами силасинской свиты (4/5 объема), а также дайкообразными телами гранодиорит-порфиров и диорит-порфиров. Глубина полезного слоя – 180 м, мощность вскрышных пород – 1–22 м (средняя 3,4–4,6 м). Физические свойства пород следующие: объемная масса камня – 2,64–2,67 г/см³, плотность – 2,72–2,74 г/см³, пористость – 2,4–4,3 %, водопоглощение – 0,53–0,55 %, прочность высшей марки 1000–1400, морозостойчивость марки Мрз–300. Камень пригоден для производства щебня, бутового камня, заполнителя тяжелого бетона, балластного слоя дорог. На месторождении проведены поисково-оценочные работы, предварительная разведка (канавы, бурение 22 скважин глубиной 31,5–135 м). Балансовые запасы на 1.01.2013 г. по кат. С₁ – 14346 тыс. м³, С₂ – 12928 тыс.м³. Прогнозные ресурсы кат. Р₁ – 20–25 млн м³ [231, Сводный баланс строительного камня].

Усть-Гячинское месторождение (II-1-32) среднее, разведано на площади 0,08 км², не разрабатывается. Оно представлено мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками (71 %) с прослоями ороговикованных алевролитов (29 %) силасинской свиты. В целом они характеризуются фациальной изменчивостью как в плане, так и в разрезе. Максимальная мощность полезного слоя – 39,2 м, средняя мощность вскрышных пород – 1,8 м. Физические свойства в среднем составляют: объемная масса камня – 2,48 г/см³, плотность – 2,69 г/см³, пористость – 7,9 %, водопоглощение – 1,62 %. По прочности камень относится к высшим маркам 1000–1400, коэффициент размягчения при водонасыщенности – 0,95, морозостойкости – 0,98. На месторождении проведена предварительная и детальная разведка (канавы, бурение 4 скважин). Балансовые запасы камня на 1.01.2013 г. по кат. В – 205 тыс. м³, С₁ – 228 тыс.м³, С₂ – 1381 тыс.м³. Объем вскрышных пород – 121,3 тыс.м³. Песчаник пригоден для получения щебня при строительстве автодорог. Находится в нераспределенном фонде [490] [Сводный баланс строительного камня на 1. 01. 2013 г.].

Панли (I-5-9) среднее (островная суша) расположено в 11 км к северу от с. Арги-Паги и состоит из *участков Северный и Южный*. Крупная залежь песчаников хойской свиты с простираем с С на Ю (длина до 1000 м, ширина до 400 м, с углами падения до 50–60°). Сырьё пригодно в различных видах строительных работ, в т.ч. как крупный наполнитель бетонов. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации благоприятные. По 2 участкам балансовые запасы (А+В+С₁) – 14,826 млн. м³, С₂ – 7,043 млн. м³, прогнозные ресурсы >30 млн. м³.

Арковское (II-5-14) среднее находится в 3 км юго-западнее пос. Арково. Толща песчаников (М.п.т. до 100 м, угол падения 20°, М.вскр.=1,35 м) в отложениях арковской свиты. Породы могут применяться в дорожном строительстве. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки благоприятные. Балансовые запасы (А+В+С₁) – 9,066 млн. м³, С₂ – 0,067 млн. м³.

Туганинское месторождение (II-1-23) малое (материковая суша). Песчаники с прослоями алевролитов силасинской свиты приурочены к основанию 25-метровой террасы и сверху перекрыты рыхлыми песчано-гравийными отложениями. Песчаники полимиктовые мелко-среднезернистые, серые с зеленоватым оттенком. Суммарная мощность отложений 360–365 м, в том числе песчаников – 280–285 м. Объемная масса камня – 2,47 г/см³, плотность – 2,63 г/см³, пористость – 6 %, водопоглощение – 1,21 %. Щебень по дробимости отвечает прочности 600 кг/см², по износу – марке И-11, по сопротивлению удару – марке У-75. Песчаники можно применять для получения щебня с использованием его для отсыпки автодорог без применения вяжущих материалов. Запасы кат. С₂ – 396,2 тыс. м³ камня (на балансе не числятся) [491].

Прочие ископаемые

Минеральные краски. Объекты данного вида полезного ископаемого выделены в пределах материковой суши. Известно малое месторождение – *Гячинское (II-1-27)*, 2 проявления минеральных красок (охр) – *Дчигдони (II-1-10)*, *Саласу (II-2-6)* и 3 проявления глин красящих – *Водораздел рек Уй-Мучке (V-3-8)*, *Водораздел рек Уй-Встречная (V-3-13)*, *Оуми (VI-1-58)*.

Месторождение Гячинское (II-1-27) располагается на правом берегу р. Амур, в 8 км выше с. Нижнетамбовское. Желтая охра в смеси с песком залегает в виде пласта мощностью 3,7 м в верхней части аллювиальных отложений, непосредственно под растительным слоем и подстилается пластом железистых конгломератов. Химический состав охры (в %): глинозем – 14,41, окись железа – 14,41, окись кальция – 1,7, окись магния – 1,9, влага – 2,8. Удельный вес охр – 2,26 г/см³. Количество песка в пласте, содержащий охру, достигает 81,32 %. Запасы охры по кат. С₂ – 75 тыс. м³ (на балансе не числятся). Она может использоваться в масляных, известковистых и клеевых красках [399, 198].

Проявление Дчигдони (II-1-10) приурочено к тектонической зоне в палеоцен-эоценовых субвулканических андезитах улского комплекса и вторичных кварцитах по дацитам татаркинской свиты. Мощность тел охр составляет 0,2–0,4 м, прослежены на 50 м. Охра слагает центральную часть тектонической зоны, представленной тонко раздробленными вторичными кварцитами. В зоне имеются чистые охры, выполняющие трещины и обладающие сильной красящей способностью и легко растираются в порошок. Проявление неперспективное, запасы охр небольшие и не могут представлять промышленного интереса. Используются местным населением для окраски полов и других целей [392А]. На остальных проявлениях запасы минеральных красок не подсчитывались, качество глин красящих не определялось. [400, 238].

Подземные воды и лечебные грязи

В пределах листа широким распространением пользуются холодные и термальные воды азотно-метановые и метановые и соленые воды с повышенным содержанием йода и брома, выходящие в виде источников и вскрытые скважины в Северо-Сахалинском, Присахалинском и Западно-Сахалинском

минерагенических бассейнах. Все они представляют интерес для использования в качестве лечебных вод и как возможный источник для промышленного извлечения йода, который содержится в них в весьма высоких концентрациях: от 60-80 мг/л до 125 мг/л. Эти бассейны содержат значительные запасы термальных вод, которые проявляются в ряде источников (Луньские – 53°C, Агневские – 36,6°C, Лесогорские – 39°C и Старицкие – 22°C) и вскрыты скважинами на глубине 300-900 м в Западно-Сахалинском и 1000-1500 м в юго-восточной части Северо-Сахалинского бассейна и могут использоваться в целях теплофикации.

Воды минеральные лечебные. Данная подгруппа полезного ископаемого широко распространена в пределах *Сахалинской провинции минеральных вод*, представляющую собой кайнозойскую складчатую систему. Ее основанием являются мезозойские структуры, а также более древние сложнодислоцированные образования. Минеральные воды широко развиты в артезианских бассейнах и разделяющих их зонах тектонических разломов. По отдельным проницаемым и уходящим на глубину тектоническим разломам минеральные воды выходят на поверхность в виде восходящих (чаще групповых) источников, а также вскрываются многочисленными скважинами на глубинах от первых до нескольких тысяч метров.

С учетом критериев классификации на листе выделено 6 бальнеологических групп подземных минеральных вод:

Углекислые (III-5-13, III-5-29, IV-5-23, IV-5-29, IV-5-30, V-5-33, VI-5-15)

Сульфидные сероводородные (IV-5-17, V-4-4, V-5-1, VI-5-3, VI-5-17)

Железистые (IV-5-7, IV-5-14, V-4-1, VI-5-8)

Йодные, йодобромные, борные (II-6-4, V-5-12, VI-5-1)

Кремнистые (V-5-2)

Лечебное значение *углекислых вод* определяется наличием в них растворенного CO₂ (до 500 мг/дм³), а также их ионным составом и общей минерализацией. Углекислые воды весьма широко используются для наружного применения в виде ванн или для внутреннего применения (бутылочный розлив). Указанный тип вод имеет широкое распространение в Поронайском артезианском бассейне. Типичным представителем является разливаемая в бутылки минеральная вода «Сахалинская» с Топольного месторождения минеральных вод (IV-5-12) – группа Побединских источников.

В Углегорском районе к данному типу вод отнесено разведанное в 1988-91 годах Волчанское месторождение минеральных вод (V-5-33), которое подготовлено к эксплуатации, но не эксплуатируется из-за удаленности от населенных пунктов.

Сульфидные воды выделены по наличию в их составе сульфидов (свободного сероводорода и гидросульфитного иона), которые ввиду очень большой фармакологической активности и определяют физиологическое и лечебное действие этих вод, используемых, как правило, для ванн. Минеральные сульфидные воды используются на многих бальнеологических курортах России при лечении ряда заболеваний. Сульфидные воды широко развиты в Татарском артезианском бассейне. К наиболее перспективным относятся Бошня-

ковские (IV-5-17), Орловские (V-4-4) и Лесогорские (холодные) источники (V-5-1).

К группе *железистых вод* относятся воды, лечебное действие которых определяется содержанием железа. Железистые минеральные воды рассматриваются, в основном, как питьевые (лечебно-столовые) представляющие интерес при лечении железодефицитных анемий. Представителями этой группы вод на Сахалине являются Изильметьевские источники (V-4-1) в Углегорском районе.

К группе *йодных, йодобромных и борных вод* относятся воды с содержанием брома не менее 25 мг/дм³, йода 50 мг/дм³, бора 10 мг/дм³. Используются для ванн и внутреннего применения в зависимости от минерализации. Воды этого типа широко распространены на севере Сахалина (Луньские горячие источники, II-6-4), в Татарском артезианском бассейне Ударненские (V-5-12) и Старицкие (VI-5-1) холодные источники).

К группе *кремнистых вод* относятся *Лесогорские термальные источники* (V-5-2). Воды азотно-метановые, горячие (32,3-39,5°), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией 0,33-0,4 г/дм³, содержит метакремниевую кислоту в количестве 52-94 мг/дм³, а также биологически активные микрокомпоненты (мг/дм³): литий – 0,04, йод – до 0,3, бром – до 0,5, фтор – 2,9, метаборную кислоту – 26, сероводород (гидросульфит) – 4,4-5,0, железо – 0,1, реакция воды щелочная. В период японской оккупации на них действовала бальнеолечебница.

Собственно *термальные воды* на территории листа известны как в пределах материковой суши - крупное месторождение Тумнинское (источник "Горячий Ключ", IV-2-15) и 2 проявления термальных вод – Теплый Ключ (IV-2-16) и Южное (IV-3-12), так и на о. Сахалин - Агневские источники (III-5-6).

Месторождение Тумнинское (источник "Горячий Ключ") (IV-2-15) приурочено к узлу пересечения крупноамплитудного дугового сброса с радиальными субширотными сдвигово-сбросовыми нарушениями. До сентября 1984 г. имелось два выхода термальных вод: у основания левого склона р. Тумнин и на поверхности высокой поймы, на расстоянии 10 м друг от друга. В настоящее время имеются 2 самоизливающиеся разведочно-эксплуатационные скважины (№ 8, 9), пробуренные в наиболее водонасыщенной части трещинно-жильной системы. Воды трещинно-жильного типа, слабо напорные (1,8–7 м) над поверхностью. Вода прозрачная, бесцветная, без вкуса и запаха, осадка не образует. Температура воды 45–46⁰, средний дебит воды из скважин – 3,04 л/сек (скв.8) и 5,25 л/сек (скв. 9), попутного спонтанного газа – 0,2–0,4 л/сек с объемной активностью 10–16 нКи/л. Вода термальная слабо минерализованная (0,07–0,19 г/л), кремнистая (кремниевая кислота – 61–105 мг/л), слабо радоновая (радон – 2–5,5 нКи/л). По химическому составу вода кремнистая гидрокарбонатная натриевая (до кальциевой), рН равно 9,38–9,62. На месторождении проведены детальные поисковые и разведочные работы (бурение 9 скважин глубиной 150–532 м). Запасы воды кат. В – 607 м³/сут. и попутного спонтанного газа кат. С₁ – 19,9 м³/сут. Источник используется в настоящее время для бальнеологических целей в проточных ваннах [94, 238, 239].

Проявление Теплый Ключ (IV-2-16) установлено на правом берегу руч. Садынку, правого притока р. Акур и тяготеет к прикупальной зоне базальтов

кизинской свиты с раннепалеогеновыми гранодиоритами. Оно приурочено к пересечению дугового сброса с радиальным сдвигом. На поверхности аллювиальной террасы, в месте ее сочленения с правым склоном отмечаются выходы термальных вод в виде отдельных слабо напорных мелких струй и мочажин. Вода прозрачная, бесцветная, без вкуса и запаха, температура на поверхности 23–28 °С, общий дебит – 1 л/сек. По составу вода гидрокарбонатная натриево-кальциевая с минерализацией 82–84 мг/л. Содержание сульфидов и хлора – 2–7 мг/л, кремнекислоты – 31–39 мг/л, фтора – 0,01–0,16 мг/л, рН – 8,2–8,6. Запасы не подсчитывались, используются жителями ст. Тулучи в летнее время для бальнеологических целей [238,239].

Проявление Южное (IV-3-12) находится на левобережье р. Тара, в 300 м выше устья руч. Шумный. Здесь, в 50 м от русла реки, на поверхности высокой поймы находится восходящий источник термальных вод, который приурочен к зоне субмеридионального разлома среди базальтов кизинской свиты. В районе источника пройдена канава, заливающаяся восходящими потоками. Вода чистая, прозрачная с температурой + 17 °С, сопровождается выделением сероводорода. Анализ воды показал сходство ее свойств с термальным источником Теплый Ключ [433].

Воды питьевые пресные. Для хозяйственно-питьевого водоснабжения населённых пунктов и промышленных объектов на площади листа в пределах материковой суши разведано 8 месторождений подземных вод, из них 3 средних - Большеокочинское (V-3-18), Большеэггинское (V-3-24), Гаткинское (V-3-27) и 5 малых - Нижнетамбовское (II-1-21), Высокогорное-1 (III-2-50), Высокогорное-2 (III-2-53), Мучкинское (V-3-7), Чистоводное (V-3-10) Ряд месторождений подземных вод разведаны для хозяйственно-питьевого водоснабжения порта Ванино (Мучкинское и Чистоводное) и г. Советская Гавань (Большеокочинское, Большеэггинское и Гаткинское). Основными водоносными комплексами для этих месторождений являются базальты и андезибазальты совгаванской и кизинской свит.

Месторождение Большеэггинское (V-3-24) изучено 6 скважинами, вскрывшими водоносный комплекс совгаванской свиты. Воды трещинно-грунтовые, ультрапресные по составу гидрокарбонатные смешанного катионного состава с преобладанием иона магния. Общая минерализация составляет 89,5–125 мг/литр, общая жесткость колеблется от 1,12 до 1,34 мг-экв./литр. Дебиты скважин в пределах 9,04–19,23 л/сек, при понижении уровня от 1,85 до 10 м. Утвержденные эксплуатационные запасы подземных вод на 3 участках по категориям А – 24,5 тыс. м³/сут., В – 2,7 тыс. м³/сут., С₁ – 5,8 тыс. м³/сут. Общие запасы вод месторождения – 33 тыс. м³/сут. (ГКЗ, № 507, от 12.05.1955 г.; ТКЗ № 111, от 30.12.1975 г.) [258, 359].

Утвержденные эксплуатационные запасы подземных вод *месторождения Большеокочинское (V-3-18)* по категориям В – 10,5 тыс. м³/сут., С₁ – 55,6 тыс. м³/сут., С₂ – 21,3 тыс. м³/сут. Всего 87,4 тыс. м³/сут., *Гаткинского месторождения (V-3-27)* на 2-х участках – по категориям А – 18,6 тыс. м³/сут., В – 25,9 тыс. м³/сут., С₁ – 4,6 тыс. м³/сут. Всего 49,1 тыс. м³/сут. На участках с утвержденными запасами отбирается 20,484 тыс. м³/сут., с не утвержденными – 10,28 тыс. м³/сут. подземных вод [326, 327, 359].

Нижнетамбовское месторождение (II-1-21) в долине нижнего течения р. Хальзан разведывалось для водоснабжения проектировавшейся базы стройиндустрии Нового города. Эксплуатационный горизонт подземных вод приурочен к валунно-галечниковым отложениям голоцена и верхнеплейстоцена. Воды пресные с сухим остатком 0,05–0,3 г/дм³, гидрокарбонатные со смешанным катионным составом. Характерной особенностью вод является присутствие в них железа от 2,8 до 7,8 мг/дм³. Подземные воды мягкие, общая жесткость изменяется от 0,78 до 1,8 мг-экв/л, минерализация – 0,07–0,19 г/дм³, содержание хлора – 3–32 мг-экв/дм³, фтора – 0,16–0,32 мг/дм³. По большинству показателей воды удовлетворяют требованиям ГОСТа 2874-82 «Вода питьевая». Пробурено 6 скважин глубиной 30 – 200 м с утвержденными эксплуатационными запасами подземных вод (скважины № 1 – 3) кат. С₁ – 0,18 тыс. м³/сут. (Протокол НТС "Дальгеология" № 58 от 27.05.1988 г.). В связи с тем, что строительство объекта так и не началось по экологическим причинам, месторождение не освоено и не эксплуатируется [447, 359].

Месторождения Высокогорное-1 (III-2-50) и *Высокогорное-2* (III-2-53) разведаны для хозяйственно-питьевого водоснабжения ст. Высокогорная ДВЖД. Коллекторами подземных вод являются зоны трещиноватости в осадочных и вулканогенных образованиях приманкинской свиты нижнего мела. Мощность водоносного пласта – 90 м. Подземные воды по химическому составу преимущественно гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-сульфатные со смешанным катионным составом и минерализацией 0,02–0,45 г/дм³. Общая жесткость подземных вод – 0,2–0,63 мг-экв/л, содержание железа – от 0 до 0,3 мг/л. Качество подземных вод по всем показателям отвечает нормам ГОСТ 2874-82. Утвержденные эксплуатационные запасы подземных вод по кат. С₁ – 0,74 тыс. м³/сутки и кат. С₂ – 1,26 тыс. м³/сут.; всего 2,0 тыс. м³/сут. (Высокогорное-1) и кат. С₁ – 0,92 тыс. м³/сут., С₂ – 2,58 тыс. м³/сут.; всего 3,5 тыс. м³/сут. (Высокогорное-2) [437, 359].

Месторождение Мучкинское (V-3-7) приурочено к базальтам совгаванской свиты. Пробурено 7 скважин, вскрывших водоносный комплекс совгаванской свиты. Воды трещинно-пластовые и трещинно-жильные. Водозабор на месторождении осуществляется 3 скважинами, дебиты их в пределах 1,3–40,8 л/сек, при понижении уровня на 1–13,3 м. Подземные воды пресные, по составу гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевого с минерализацией 0,1–0,18 г/дм³. Утвержденные эксплуатационные запасы подземных вод кат. В – 3 тыс. м³/сут. (ГКЗ, № 4989 от 19. 10.1966 г.).

Эксплуатационные запасы подземных вод *месторождения Чистоводное* (V-3-10) по кат. А – 13,9 тыс. м³/сут., кат. В – 8,6 тыс. м³/сут., С₁ – 3,2 тыс. м³/сут. (ГКЗ, № 4989 от 19.10.1966 г.) Месторождения эксплуатируются [258, 359].

Грязи лечебные. На площади листа (материковая часть) установлено два проявления этого вида минерального сырья.

Проявление Залив Чильба (I-3-16) расположено в устье р. Бол.Чильба, впадающей в оз. Бол.Кизи. Залив в устье реки подтоплен и имеет длину 1,4 км при ширине 0,8 км и глубине 1,5 – 2 м. Вода в заливе пресная с желтым оттенком гидрокарбонатно-сульфатная, кальциево-магниевого. Пластичные гли-

нистые илы мощностью 50–70 см, залегают на всей площади залива. Ил серого или серо-зеленого цвета, мазеподобной консистенции, повышенной липкости. Влажность его 50 %, засоренность механическими частицами – 0,36–0,64 %, количество органического вещества – 2–4 %, минерализация – 0,7–0,8 г/л. Грязевый раствор имеет щелочную реакцию (рН–8,4). По своим основным показателям илы сходны с гязями оз. Кизи (Гавань) и могут использоваться для лечебных целей в местных больницах. Ориентировочно прогнозные ресурсы кат. Р₃ – 250 тыс. м³ [383].

Проявление Лагуна Сомон (I-3-22) находится в 2,5 км юго-западнее пос. Де-Кастри. Лагуна представляет собой вытянутый водоем площадью около 1,5 км² при глубине 1–1,5 м. Во время отлива обнажается дно водоема, покрытое слоем черной, липкой, мазеподобной грязи с сильным запахом сероводорода. Средняя мощность грязевого слоя – 1–1,5 м, местами увеличивается до 2 м. Основные физико-химические показатели грязи: удельный вес – 1,4 г/см³, влажность – 50 %, засоренность механическими частицами – 0,6–2,87 %, содержание органического вещества – 19–20 %, минерализация – 7,4 г/л, активная реакция (рН) – 7,2. В ней содержатся микроэлементы кремния, алюминия, железа, меди, серебра, фосфора, марганца, цинка, брома и иода. По богатству органическими веществами целебную грязь лагуны можно сравнить с гязями Хаапсальского месторождения курорта Пярну в Эстонии. Основным лечебным материалом является целебный торфянистый ил. В настоящее время в пос. Де-Кастри и г. Николаевске-на-Амуре функционируют ведомственные грязелечебницы. Проявление перспективное с прогнозными ресурсами кат. Р₃ – 1,5 млн м³ [383].

Минеральные лечебные грязи в пределах островной суши имеют широкое распространение, но размеры объектов в виду малой изученности не установлены. Условно объекты можно подразделить на иловые сульфидные (приморские), сапропелевые (сульфидные), псевдовулканические.

Приморские сульфидные грязи формируются на дне прибрежных озёр, проток, в устьях (эстуариях) речных русел, в которые во время приливов и ветровых нагонов поступает морская вода. Приморские грязи от морских отличаются низкой минерализацией (<10 г/дм³). В устьях рек и протоках запасы лечебных грязей невелики, в лагунах и озёрах (Тауро) достигают тысяч м³. Прогнозные ресурсы оз. Тауро (V-5-8) – 1500 тыс. м³.

Сапропелевые лечебные грязи характерны для пресных озёр, полностью утративших связь с морем (оз. Имандра, V-5-37). Здесь формируются сульфидные сапропели слабоминерализованные (до 2 г/дм³) и минерализованные (до 10 г/дм³). Наибольшей бальнеологической ценностью обладают сульфидные сапропели.

Псевдовулканические сопочные грязи накапливаются при извержениях грязевых вулканов. На листе известен Пугачёвский грязевый вулкан (VI-5-16, о.Сахалин), приуроченный к зоне регионального Тымь-Поронайского взбросо-надвига, где он проявляет себя периодическим бурным извержением. Балансовые запасы категории С₂ – 85 тыс. м³.

9. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа М-54 принадлежит четырем минерагеническим провинциям: западная часть листа, включающая материковую сушу, относится к Сихотэ-Алинской минерагенической провинции, островная суша (о.Сахалин) – к Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции, акватория Татарского пролива – к Япономорской нефтегазовой провинции, акватория Охотского моря (с заливом Терпения) – к Охотской нефтегазовой провинции.

Сихотэ-Алинская минерагеническая провинция

Минерагения территории, которая принадлежит этой провинции, довольно разнообразна и представлена как рудными месторождениями и проявлениями золота, олова, вольфрама, молибдена, меди, свинца, цинка и др., так и нерудным сырьем (в основном стройматериалами, алунитами, драгоценными и поделочными камнями), а также лечебными минеральными водами и грязями. Размещение объектов полезных ископаемых обусловлено сочетанием самых разнообразных геологических процессов. На территории листа многократно проявлялась тектоно-магматическая деятельность, которая затрагивала ранее сформировавшиеся структуры и приводила к наложению разновозрастного оруденения. Несомненно большое влияние на размещение полезных ископаемых оказывали долгоживущие разломы (Центрально-Сихотэ-Алинский, Лимурчанский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Колчеданный и др.), а также тектонические зоны более высокого порядка. В истории развития района участвуют геологические формации следующих минерагенических эпох: раннемезозойской, позднемезозойской, раннекайнозойской, позднекайнозойской и четвертичной. Большинству эпох соответствуют свои структурно-формационные этажи с определенным набором геологических и рудных формаций.

Раннемезозойская минерагеническая эпоха является слабо продуктивной. Так, в вулканогенно-кремнистой формации складчатого комплекса геосинклинального этапа, сформировавшейся на ранних стадиях накопления осадков в триасово-юрское время, установлены неперспективные проявления марганца, вольфрама, олова.

Позднемезозойская эпоха является одной из самых продуктивных в регионе, в связи с тектоно-магматической активизацией в позднем мелу и внедрением многофазных интрузий эвурского, нижнеамурского и баппинского ком-

плексов, обусловивших формирование основных месторождений и проявлений золота, цветных и редких металлов в регионе.

Раннекайнозойская эпоха также представляется весьма продуктивной и характеризуется проявлением золоторудной и оловорудной минерализацией, в связи с внедрением палеоценовых интрузий бекчиулского, верхнеудоминского комплексов и эоценовых – прибрежного комплекса.

К категории пострудных относится позднекайнозойская эпоха представленная эоцен-олигоценовой базальтовой, олигоценовой трахириодацитовой, миоценовой трахибазальтовой и плиоцен-четвертичной базальтовой формациями, соответственно сизиманского, колчанского, кизинского и совгаванского вулканических комплексов.

С четвертичной эпохой связано формирование аллювиальных россыпей золота и шеелита.

В пределах Сихотэ-Алинской провинции проявлена полихронная минерализация геосинклинального, ранне – и посторогенного этапов. Здесь выделяются пять минерагенических зон, девять рудно-россыпных и рудных районов, тридцать один рудно-россыпной и рудный узел (из них 15 прогнозируемых) и прогнозируемая угленосная площадь.

Прогнозные ресурсы категории P_3 определены в соответствии с «Методическими рекомендациями по оценке металлогенического потенциала (металлогенических ресурсов) и прогнозных ресурсов категории P_3 металлических и неметаллических полезных ископаемых» (СПб, 2005) методом аналогии по формуле $P_3 = Q - (\Sigma \text{запасов} + \Sigma \text{ресурсов } P_1 \text{ и } P_2)$, где Q – начальный минерально-сырьевой потенциал оцениваемой территории (узла), определяемый по формуле Быховера (1973): $Q = K \times q \times S$, где K – поправочный коэффициент, q – удельная рудоносность (продуктивность) эталонных минерагенических таксонов, S – оцениваемая площадь. При определении значений q эталонных рудоносных площадей использованы сведения об удельной рудоносности металлогенических таксонов и геологопромышленных типов месторождений в типовых геологических обстановках, издание третье переработанное и дополненное [18], Нежинский и др., 2005.

Нижнеамурская вольфрамово-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (1. Au, W(Mo)/K₂-P, Q)

Зона находится в северо-западной части листа и характеризуется широко известной золотоносностью с подчиненным проявлением цветных и редких металлов. Золото-редкометалльная минерализация зоны связана с раннеорогенным, преимущественно интрузивным магматизмом. Рудные узлы с проявлениями золоторудно-кварцевой формации, часто в ассоциации с рудами вольфрама, молибдена и сурьмы пространственно и, по-видимому, генетически связаны с интрузиями диорит-гранодиоритовой, реже – гранит-лейкогранитовой формациями эвурского и нижнеамурского комплексов позднемелового возраста. В то же время магматический фактор не имеет четкой принадлежности интрузий в границах рудно-россыпных узлов к каким либо определенным фазам эвурского и нижнеамурского комплексов. Известны продуктивные рудно-россыпные узлы не содержащие в своих границах гранитоидных интрузий. В пределах металлогенических направлений: севе-

ро-восточного «Лимурчанского» и «Колчеданного» разломов, рудогенерирующими являются проявления любой интрузивной фазы комплексов. Одновременно со всеми фазами внедрения магматических расплавов происходило метасоматическое и гидротермальное изменение вмещающих пород, постоянный привнос многих металлов, в т.ч. золота, вольфрама, молибдена, бериллия, сурьмы. Причем источником их являлись метасоматиты с повышенным их содержанием, а также терригенные и магматические породы. Многократное внедрение интрузий, даек и переработка пород гидротермальными растворами способствовало в одних случаях - концентрации элементов, в других - их рассеиванию в рудных узлах. В пределах зоны выделены три рудно-россыпных и один рудный районы.

Пильда-Лимурийский вольфрамово-молибденово-золоторудно-россыпной район (1.1.Au,Mo,W) заходит на территорию листа с соседней с севера площади и охватывает почти полностью бассейны рек Пильда и Лимури. Он сложен преимущественно нижнемеловыми терригенными, в меньшей мере триасовыми и юрскими вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями, прорванными интрузиями гранитоидов нижеамурского и эвурского комплексов. Связь золотого оруденения с интрузиями натровой серии этих комплексов отмечалась многими исследователями [67, 252, 253, 323]. При общем однообразии золоторудной минерализации района, выражающимся тяготением к золото-кварцевой слабо сереброносной формации, детальное рассмотрение их свойств обнаруживает существенные отличия ряда объектов. Так, слабая степень дифференциации рудных компонентов в золотоносных системах выражается «зараженностью» руд, с одной стороны, литофильными элементами (вольфрам, бериллий – Учаминское месторождение), а с другой – халькофильными (сурьма – Дяппе, Дидбиран и др.; мышьяк, сульфиды железа – Учаминское). Значительная часть золота сосредоточена в зонах тонкопрожилкового окварцевания рассекающих углеродсодержащие толщи. Обычно раннемеловые пионерская и горинская свиты обогащены углеродом (до 1–3 %). В такой среде оруденение приобретает признаки «сухоложского» типа – линзовидные, гнездовидные и прожилковые обособления кварца, рассеянная вкрапленность арсенопирита и пирита (1,5–4 %). В этих случаях золоторудные тела содержат платиноиды до 1,5–7,9 г/т (Агние-Афанасьевское месторождение) [185А]. В пределах района выделено семь рудных и рудно-россыпных узлов (два из них – прогнозируемые), в которых сконцентрированы золоторудные и редкометалльные проявления и месторождения золоторудно-кварцевой, молибденит-кварцевой и золото-сурьмяной формаций.

Почти все рудные узлы района включают многочисленные аллювиальные россыпи золота, наиболее богатые из них тяготеют к границам сочленения различных форм эрозионно-денудационного рельефа (Агние-Афанасьевский рудный узел). Большинство долин с мелкозалегающими россыпями не имеют развитого террасового комплекса. Глубокозалегающие россыпи приурочены к относительно погруженным блокам рельефа наклонным к Удыльской депрессии. В зависимости от перемещения блоков, древние россыпи оказываются как глубокозалегающие, погребенными под современными отложениями на глубину до 20–40 м, так и мелкозалегающими, сохранившимися на вы-

соких террасах (Дидбиранский узел). Для района характерно смещение современных русел и асимметрия долин, что является благоприятным фактором для поисков погребенных россыпей. Есть примеры, что под делювиально-пролювиальными отложениями скрываются древние тальвеги (р.Амуркан, руч.Однобокий, Николаевский) с россыпным золотом. Аналогичные погребенные россыпи, вероятно, можно ожидать на западной периферии Удыльской депрессии в долинах р. Горикан, руч. Кварцевый [296, 323].

Березовский прогнозируемый молибденово-золоторудный узел (1.1.1. Au, Mo) находится в северо-западной части района и контролируется серией северо-восточных разрывов, оперяющих Лимурчанский глубинный разлом. Площадь узла (290 км²) сложена существенно терригенными юрскими образованиями ульбинской и силинской свит, прорванных мелкими штоками гранодиорит-порфиров и кварцевых диоритов эвурского комплекса. В пределах узла находятся сближенные проявления золота (Березовое-3) и молибдена (Березовое-2), а также пункт минерализации вольфрама (Березовый-1).

Золото. Золотая минерализация приурочена к зонам метасоматитов шириной до 20 м и кварцевым жилам (0,1–0,4 м) в количествах соответственно – 0,03–0,4 г/т и 0,4–7,6 г/т. Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является терригенная, а рудогенерирующей – диорит-гранодиоритовая. Рудная формация – золоторудная кварцевая.

Прогнозные ресурсы золота категории P₂, определенные для рудопроявления Березовое-3 составляют 3 т [294], а кат. P₃ узла могут быть оценены по удельной продуктивности рудных районов в вулканоплутонических поясах и областях ТМА, которая составляет 50–120 кг/км² [18]. В связи с тем, что на площади узла выявлено лишь одно золоторудное проявление воспользуемся средним значением $q = 70$ кг/км² и коэффициентом подобия $K = 0,5$. В таком случае прогнозные ресурсы золота узла кат. P₃ составят: $(70 \times 290 \times 0,5) - 3000 = 7150$ кг или округленно 7 т.

Вольфрам, молибден. Минерализация вольфрама и молибдена локализована в сульфидизированных зонах тонкопрожилкового окварцевания как в самих гранодиоритах, так и во вмещающих ороговикованных юрских песчаниках и алевролитах. Мощность зон до 20 м, протяженность – до 150 м. Молибденит и вольфрамит находятся в виде тонкой рассеянной вкрапленности, иногда молибденит образует гнездообразные скопления в кварцевых прожилках мощностью до 10 см, а также во вмещающих песчаниках и гранодиорит-порфирах. Содержания их в прожилках крайне неравномерное и редко достигают 0,4 %. Молибденовое и вольфрамовое оруденение связано с рудовмещающими терригенной и гранодиоритовой формациями, последняя является и рудогенерирующей. Рудные формации – молибденит-кварцевожильная и вольфрамит-кварцевая. Рудные минералы: пирит, реже халькопирит, молибденит, арсенопирит, шеелит, галенит и сфалерит. Прогнозные ресурсы молибдена кат. P₂ составляют 7,6 тыс. т, вольфрама – 5,5 тыс. т [294]. При проведении ГДП-200 подсчитаны прогнозные ресурсы кат. P₃ – молибдена – 23 тыс. т, вольфрама – 16 тыс. т [323].

Изложенное позволяет заключить, что Березовский прогнозируемый узел может представлять интерес на золотое, вольфрамовое и молибденовое оруденение как объект II очереди освоения.

Агние-Афанасьевский молибденово-сурьмяно-золоторудно-россыпной узел (1.1.2. Au, Sb, Mo) площадью 420 км², заходит на территорию листа своей южной частью. Контуры его определяются ареалом развития малых интрузий и даек поздне меловых гранодиоритов, кварцевых диоритов, которые прорывают и ороговиковывают терригенные образования нижнемеловых горинской, пионерской и пиванской свит. Для него характерна золото-кварцевая формация гипабиссального уровня. Рудоносные зоны контролируются разломами преимущественно северо-восточного направления. В пределах узла выявлено Агние-Афанасьевское коренное, 3 россыпных месторождений и 6 проявлений золота, а также по одному проявлению молибдена и сурьмы.

Золото. За время эксплуатации Агние-Афанасьевского месторождения в 1936–1961 гг. добыто около 12 т золота, и из россыпей – 1,479 т. Оставшиеся балансовые и забалансовые запасы золота – 2,02 т. Прогнозные ресурсы проявлений кат. P₂ – 6,7 т. Сумма запасов (включая забалансовые и добытое) и прогнозных ресурсов категорий P₂ рудного и россыпного золота рассматриваемой части Агние-Афанасьевского узла составляют 22,14 т (Приложение 2). Прогнозные ресурсы категории P₃ оценены при проведении ГДП-200 в 29 т [323].

Молибден. Рудовмещающими для молибденового оруденения являются алевриты и песчаники пионерской свиты нижнего мела. Рудная формация – молибденит-кварцевая жильная. Содержание молибдена крайне неравномерное от 0,001–0,1 (в метасоматитах) до 0,84 % (в кварцевых жилах), золота – до 2,5 г/т. Запасы молибдена кат. В+C₁+C₂ – 0,3 тыс. т. В связи с тем, что высокие содержания молибдена содержатся только в отдельных преимущественно маломощных и не протяженных кварцевых жилах проявление считается неперспективным.

Сурьма. Сурьмяное оруденение (Боринское) в пределах узла заключено в кварцевых жилах среди меловых терригенных отложений и относится к гидротермальному плутоногенному генетическому типу золото-сурьмяной рудной формации. Запасы в одной кварц-антимонитовой жиле по кат. C₁+C₂ – 0,519 тыс. т сурьмы.

Предшественниками проявления молибдена и сурьмы в связи с малыми параметрами рудных тел оценены как неперспективные [425, 296].

Дидбиранский золоторудно-россыпной узел (1.1.3. Au) располагается на площади листа также своей южной частью. Площадь узла – 220 км² – сложена вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями жорминской толщи, силасинской и адаминской свит, прорванные гранодиоритами и кварцевыми диоритами бекчиулского комплекса. В пределах узла на листе М-54 выявлены одно крупное россыпное месторождение (р. Дидбиран и ее притоки), три неперспективных проявления (Натальинское, Дидбиран, Подседовское) и два россыпных проявления золота. Рудовмещающей формацией узла является терригенная, рудная формация – золоторудная кварцевая. Оруденение связано с кварцевыми жилами (0,08–0,8 м), содержание золота в которых крайне неравномерное от 0,01 до 45 г/т, в сантиметровой прожилке – 219,9

г/т. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, галенит, пирротин, мышьяк, молибден, свинец, медь и др. Рудные тела характеризуются повышенным содержанием серебра – 20–132,9 г/т [338, 296]. С 1928 по 1968 гг. из россыпей добыто 5,25 т золота. Остаток балансовых запасов по россыпи кат. С₁ – 0,356 т. Всего – 5,606 т (Приложение 2).

Оцениваемые впервые прогнозные ресурсы рудного золота Дидбиранского узла (категория Р₃) по удельной продуктивности типовых рудоносных площадей подобного иерархического уровня в вулканоплутонических поясах и областях ТМА [Беневольский и др., 2002] равной 80 кг/км² и коэффициенте подобия 0,5 (крайне неравномерный характер оруденения в неперспективных проявлениях), а также учитывая количество запасов и добытого золота из россыпей, составят: (80 x 220 x 0,5) – 5606 = 3194 кг (округленно 3 т).

Лимурчанский (Делькенский) золоторудно-россыпной узел (1.1.4.Аu) находится в западной части Пильда-Лимурийского района. Геологическая позиция узла определяется его приуроченностью к зоне расщепления южной оконечности регионального Лимурчанского разлома, высоко проницаемой для магматических тел, рудных растворов и потому насыщенной малыми телами кварцевых диоритов и гранодиоритов позднемелового эвурского комплекса. Широко развиты многочисленные зоны прожилкового и метасоматического окварцевания. Большая их часть локализуется внутри Лимурчанской линейной и Ямтульской очаговой слабо эродированных магматогенных структур [323]. Площадь узла – 900 км² – сложена образованиями триасовой бокторской толщи, юрских (ульбинской и силинской), меловых (пионерской и горинской) свит, прорванных позднемеловыми штоками и дайками кварцевых диоритов и гранодиоритов эвурского и нижеамурского комплексов.

Золото. В пределах узла установлены россыпь, россыпное проявление, три рудопроявления золота (Делькен, Кантагар, Колкое) и пункт минерализации вольфрама. Рудовмещающими являются зоны дробления и трещиноватости в осадочных породах. Гидротермальное изменение выражено в прожилковом и метасоматическом окварцевании пород. На проявлении Делькен установлено 15 зон прожилкового окварцевания мощностью 0,1–23,8 м и протяженностью 50–300, реже 700–800 м, в которых выявлено 8 кварцевых жил мощностью 0,1–0,4 м и протяженностью 20–500 м. Содержание золота в кварцевых жилах колеблется от 0,2 до 8,2 г/т, в зонах окварцевания – 0,2–4 г/т (максимальное 93 г/т). В одной зоне окварцевания среднее содержание золота 2,3 г/т устанавливается на мощность 11,5 м. По скважинам на глубине 150–238 м среднее содержание золота увеличивается до 12,2 г/т. Прогнозные ресурсы золота части узла в пределах Делькенского рудного поля, предварительно апробированные ЦНИГРИ в 2003 г. кат. Р₁ – 15 т; оцененные НТЦ Дальгеоцентр по состоянию на 1.01.1998 г. кат. Р₂ – 15 т. Прогнозные ресурсы Лимурчанского узла оцененные по поисковым работам ГДП-200 по кат. Р₂ – 58 т, а кат. Р₃ определены в 118 т [323]. Таким образом, есть все основания для обнаружения здесь месторождения золота с большими объемами и высокими содержаниями металла [294, 504, 323].

Проявление Колкое с редкими маломощными кварцевыми прожилками (от 1 мм до 5 см) и содержаниями золота до 2,2 г/т – неперспективное.

Медь, молибден. Для медно-молибденового оруденения рудовмещающими формациями являются терригенная и гранодиоритовая эвурского комплекса, последняя является и рудогенерирующей. Рудные формации – молибденит-кварцевая жильная, медно-кварц-сульфидная и медно-порфировая. Рудная минерализация вкрапленная с халькопиритом, молибденитом, халькозином, самородной медью, пирротинном, пиритом, арсенопиритом, шеелитом, сфалеритом. Содержание меди колеблется в пределах 0,01–0,1 %, молибдена – 0,001–0,01 % [294, 323]. По геологическим предпосылкам в западной части Лимурчанского узла, в пределах Кантагарского рудного поля, следует ожидать наличие крупнообъемного оруденения порфирового типа. Прогнозные ресурсы кат. P_2 на площади рудного поля (20 км²) составляют: меди – 140 тыс. т, молибдена – 13 тыс. т [294]. За пределами рудного поля на площади геохимического ореола меди (90 км²), возможно выявление еще несколько рудных объектов, тогда прогнозные ресурсы кат. P_3 составят: меди (140 тыс. т : 20 км² x 90 км² x 0,5) = 315 тыс. т, молибдена (13 тыс. т : 20 км² x 90 км² x 0,5) = 29,25 тыс. т, что соответствуют уровню средних месторождений.

Учаминский вольфрамово-бериллиево-золоторудно-россыпной узел (1.1.5. Au, Be, W) расположен в центральной части Пильда-Лимурийского рудно-россыпного района и характеризуется «гибридным» характером оруденения. Площадь узла – 430 км² – сложена преимущественно осадочными отложениями пионерской и горинской свит, реже образованиями лимурчанской толщи, прорванные штокообразными интрузиями гранодиоритов нижнеамурского комплекса. На территории узла выявлено среднее Учаминское мышьяково-серебряно-золоторудное месторождение, проявления вольфрама, бериллия, сурьмы, россыпь золота и россыпное проявление вольфрамита и шеелита.

Золото. Рудовмещающими для золотого оруденения являются терригенные отложения нижнемеловой пионерской свиты. Рудная формация – золоторудная сульфидная. Рудогенерирующей – является, вероятно, диоритовая, наличие которой на глубине подтверждается широким полем контактово-измененных пород, по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок. В. Р. Поликанов (1962) и Е. В. Егоров (1963) отмечают пространственную связь золото-сульфидного оруденения с дайками лампрофиров. Оруденение связано с зоной дробления (3,5–30 м), выполненной интенсивно перематыми, раздробленными, брекчиевидными, окварцованными, серицитизированными и сульфидизированными породами. Рудная зона прослежена по простиранию на 1450 м. В ее пределах выделяется наиболее продуктивная часть, представленная кварц-сульфидными жилами мощностью от 0,15 до 3,2 м. От 15 до 98 % всей массы рудных минералов составляют пирит, пирротин и арсенопирит. Тонкодисперсное золото находится в свободном состоянии и лишь 4,6 % его связано с сульфидами. Высокие концентрации (12,2 г/т) золота приурочены к сплошным рудам, низкие (7 г/т) – к сетчато-вкрапленным; присутствуют: серебро – от 18,7 до 177,8 г/т (среднее 41,3 г/т), мышьяк (1,45–7,31 %), свинец – 0,09–1,65 % (среднее 0,5 %), олово (0,03–0,05 %). Запасы золота кат. $B + C_1 + C_2$ составляют 7,7 т, забалансовые – 5,2 т, прогнозные ресурсы кат. P_1 – 9 т, кат. P_2 – 34,1 т [349, 427, 304, 296]. Сумма запасов и прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 рудного золота составляют 56 т (Приложение 2). По мне-

нию Г. П. Воларовича (1966) и В. И. Сухова (2000) месторождения, подобные Учаминскому, характеризуются большим вертикальным размахом оруденения (более 1000 м), устойчивостью содержаний золота и крупными запасами руд. Удельная продуктивность золота Учаминского узла, благодаря высокой степени изученности, составляет $56 : 430 = 0,13$ т/км² (Приложение 2), что выше максимального значения (120 кг/км²) рекомендуемой для расчетов удельной продуктивности районов в вулканоплутонических поясах и областях ТМА [18]. Вследствии этого, оценка прогнозных ресурсов золота категории P₃ по обычной формуле через удельную продуктивность лишается смысла.

Серебро. Авторские запасы серебра категории C₂ + забалансовые запасы по материалам ранее проведенных работ оценены в 75,87 т (Приложение 2).

Бериллий. Учаминское бериллиево проявление вмещают алевролиты и песчаники пионерской свиты, относящиеся к терригенной формации. В штокверке лейкогранитов установлено до 50 кварцевых прожилков мощностью от 2–3 до 5–15 см (в среднем 10–15 штук на 1 пог. м) с бериллом, вольфрамитом, шеелитом, пиритом, пирротинном, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом, висмутином и другими минералами. Рудообразующей (рудогенерирующей) формацией является лейкогранит-гранитовая, представленная нижеамурским комплексом. Оруденение относится к берилловой грейзеновой рудной формации. Содержание окиси бериллия в грейзенах колеблется в пределах 0,01–0,03 % (максимальное 0,4 %), в кварц-берилловых прожилках – 0,02–0,1 %, (максимальное 2,2 %). Прогнозные ресурсы окиси бериллия кат. P₂ составляют 36 тыс. т, что соответствуют уровню крупного месторождения [427]. Однако, эталонов удельной продуктивности данной рудной формации не имеется, аналогичные рудные объекты в регионе отсутствуют, поэтому прогнозные ресурсы BeO категории P₃ по Учаминскому рудному узлу не оцениваются.

Вольфрам. В Учаминском рудопроявлении вольфрамовое оруденение пространственно совмещено с бериллиевым. Здесь, в экзо- и эндоконтактах тел лейкогранит-порфиров наблюдается повсеместная грейзенизация с густой сетью кварцевых прожилков с вкрапленниками вольфрамита, шеелита, берилла, флюорита, висмутина и сульфидов, образующих штокверк площадью около 2,8 км². Содержание вольфрамита и шеелита в кварцевых жилах достигает 2–3 % [436]. При производстве ГДП-200 прогнозные ресурсы трехокси вольфрама кат. P₃ определены в 73,5 тыс. т [323].

Дяппенский золоторудно-россыпной узел (1.1.6.Аu) находится в северо-восточной части Пильда-Лимурийского района. На площади узла (680 км²) развиты меловые отложения жорминской толщи, силасинской и утицкой свит и юрско-меловые образования адаминской свиты, прорванные штокообразными интрузиями нижеамурского комплекса. Среди них выявлены среднее по запасам Дяппенское, малое – Мартьяновское месторождения, три рудопроявления – Дорожное, Старательское, Черемшаное, а также 6 россыпных месторождений и 3 россыпных проявлений золота. Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является терригенная (песчаники, гравелиты, алевролиты, аргиллиты). Рудогенерирующей – служит, вероятно, диоритовая (в Дяппенском месторождении выявлены небольшие интрузии кварцевых

диоритов). Оруденение относится к золоторудной кварцевой формации. Рудные минералы: арсенопирит, пирит, редко антимонит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, марказит, висмутин, тетрадимит, золото. Средние содержания золота на месторождениях – 2,6–7,188 г/т (максимальное до 51,2 г/т), в проявлениях – от 1,4 до 49 г/т. Сумма забалансовых запасов а также прогнозных ресурсов категории P_2 рудного и россыпного золота составляет 43,53 т (Приложение 2).

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 могут быть определены исходя из рекомендуемой для таких расчетов удельной продуктивности рудных районов (q) в вулканоплутонических поясах и областях ТМА – 50–120 кг/км² [18]. В связи с тем, что на площади узла разведаны 2 рудных и 6 россыпных месторождений, а также выявлен ряд рудопроявлений и россыпепроявлений золота, принимаем величину q равной 100 кг/км² при коэффициенте геологического подобия $K = 1$. Тогда прогнозные ресурсы золота кат. P_3 составят: $(100 \times 680 \times 1,0) - 43530 = 24470$ кг (или округленно 24 т).

Ситогинский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (1.1.7.Au) выделен в юго-восточной части Пильда-Лимурийского рудно-россыпного района. Площадь узла – 480 км² – сложена ниже- и верхнемеловыми осадочно-терригенными отложениями жорминской толщи, силасинской и утицкой свит и юрско-меловыми образованиями адаминской свиты. В пределах узла установлено 3 проявления – Медвежье, Кайловое и Завальное с обширными зонами прожилково-окварцованных пород и 4 россыпных проявлений (одно из них по р. Ситога отработано). Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является терригенная (отложения жорминской толщи и силасинской свиты). Рудная формация – золоторудная кварцевая. Содержания золота в кварцевых прожилках (от 1 мм до 5 см) из жильно-прожилковых зон мощностью 0,7–6,7 м в борзодовой пробе на мощность 0,4 м составляет 1 г/т, а в штуфных пробах – 3–6 г/т (проявление Медвежье). В зоне брекчированных кварцевых метасоматитов с прожилками кварца мощностью до 2 см с сульфидной минерализацией, содержание золота на проявлении Завальном по штуфному опробованию колеблется от 0,1 до 10 г/т (спектральный анализ) и 2,4–5,4 г/т (пробирный анализ).

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 могут быть определены исходя из удельной продуктивности 0,064 т/км², принятой за эталон в Дяппенском рудно-россыпном узле, сходным по геологическому строению и характеру рудной минерализации (Приложение 2). Они составят: $0,064 \text{ т/км}^2 \times 480 \text{ км}^2 = 30,72$ т (или округленно 31 т). Ситогинский прогнозируемый узел может представлять интерес на золотое оруденение как объект I очереди освоения.

Шаман-Уктурский алунит-серебряно-золоторудно-россыпной район (1.2.Au,Ag,at) занимает правобережную часть р. Амур, протягиваясь полосой (20–22 км) от верховьев р. Уктур до оз. Кадинское. Он сложен, в основном, породами вулканических комплексов позднего мела, палеогена и в меньшей мере – нижнемеловыми терригенными отложениями уктурской и ларгасинской свит, прорванных интрузиями бекчиулского и нижнеамурского комплексов. В районе выделено три рудных узла (один из них прогнозируемый).

Каргинский алунит-серебряно-золоторудно-россыпной узел (1.2.1.Au,Ag,at) расположен на правобережье р. Амур и охватывает бассейн

нижнего и среднего течения р. Саласу. Площадь узла – 360 км² – сложена вулканитами улского, сусанинского, больбинского и татаркинского комплексов, а также вулканогенно-терригенными отложениями утицкой свиты. Здесь установлены малая россыпь (руч. Саласукан), золото-серебряное проявление (Карги) и проявление алунитов (Саласуканское).

Золото, серебро. Золотое оруденение связано с верхнемеловой вулканогенно-терригенной утицкой свитой и приурочено к северо-восточным зонам разломов с прожилковым окварцеванием и содержанием золота 0,01–3 г/т, (в одной штуфной пробе 10,2 г/т), серебра – 0,1–10 г/т (в одной пробе – 340,8 г/т). Оруденение принадлежит к золоторудной кварцевой формации. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, халькопирит, рутил, лейкоксен, пирротин, сфалерит [500, 392А]. Прогнозные ресурсы категорий P₁ и P₂, составляющие в сумме 0,3 т оценены только для россыпного месторождения (Приложение 2).

Прогнозные ресурсы рудного и россыпного золота категории P₃ при ожидаемой удельной продуктивности узла 50 кг/км² (минимальное значение для типовых рудных узлов в вулканоплутонических поясах и областях ТМА) [Беневольский и др., 2002] и коэффициенте геологического подобия K = 0,5 составляют: (50 x 360 x 0,5) – 300 = 8700 кг или 8,7 т.

При условно принятом соотношении содержаний золота и серебра в рудах 1:3, прогнозные ресурсы серебра кат. P₃ составят: 8,7 x 3 = округленно 26 т. Таким образом, каргинский узел на золото и серебро является низкопродуктивным объектом.

Алунит. Перспективы проявления Саласукан на алуниды с содержанием их в рудах 25–36 %, остались не выясненными [505, 392А]. Однако, такие низкие содержания алуниды во вторичных кварцитах, не позволяют относить рудный узел к первоочередным объектам, так как рентабельными могут быть месторождения с содержанием алуниды не менее 40 % [459].

Окчо-Шелеховский прогнозируемый алунит-серебряно-золоторудный узел (1.2.2.Au,Ag,at) находится юго-западнее Каргинского рудного узла. На площади узла – 560 км² – распространены преимущественно терригенно-осадочные отложения ларгасинской и уктурской свит, а также вулканогенные образования сусанинской толщи, татаркинской и больбинской свит, прорванные субвулканическими телами риолитов, дацитов, диоритовых порфиритов и палеоценовыми гранитами, лейкогранитами бекчиулского комплекса. В северо-западной части узла распространены вулканиты улского комплекса. В пределах узла выявлено 7 проявлений (одно из них россыпное) и шлиховой поток золота, 2 перспективных проявления молибдена, 3 проявления алунитов.

Золото, серебро. В большинстве проявлений рудовмещающей формацией является терригенная (ларгасинская и уктурская свиты), реже – андезитовая (проявления Гурское и Прогнозное). Рудная формация – золоторудная кварцевая (зоны прожилково-метасоматического окварцевания). Оруденение приурочено к зонам кварцевых, серицит-кварцевых метасоматитов с прожилковым окварцеванием, иногда к зонам дробления. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, марказит, реже антимонит, золото, блеклая руда, англезит, ковеллин. Содержание золота в рудных телах колеблется от 0,15 до 11,4 г/т, серебра – 50–2031 г/т (среднее 36,9–283 г/т).

Площадь узла в целом оценена как перспективная. Суммарные прогнозные ресурсы золота категории P_2 на предшествующем этапе работ были оценены в 4,2 т, серебра – 156,9 т (Приложение 2).

Оценивая впервые прогнозные ресурсы золота Окчо-Шелеховского узла категории P_3 при средней удельной продуктивности узла 80 кг/км^2 (типичные рудные узлы в вулканоплутонических поясах и областях ТМА, Беневольский и др., 2002) и коэффициенте геологического подобия $K = 0,5$ составят: $(80 \times 560 \times 0,5) - 4200 = 18200 \text{ кг}$ (округленно 18 т).

Прогнозные ресурсы серебра категории P_3 при условно принятом отношении $\text{Au:Ag} = 1 : 25$ будут равны: $18 \times 25 = 450 \text{ т}$.

Молибден. Молибденовое оруденение связано с рудовмещающими терригенной и лейкогранит-гранитовой формациями, последняя является и рудогенерирующей. В песчаниках и алевролитах ларгасинской свиты, прорванных гранитоидами бекчиулского комплекса установлены зоны серицит-кварцевых метасоматитов с кварцевыми жилами мощностью до 1 м. Рудная формация – молибденит-кварцевая жильная. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, молибденит. Содержание молибдена колеблется в пределах 0,01–0,6 % (среднее 0,04 %), вольфрама – 0,01–0,3 %, серебра – 6–60 г/т. Прогнозные ресурсы кат. P_3 подсчитаны только на площадь проявления Холодное (7 км^2): для молибдена 48 тыс. т, вольфрама – 15 тыс. т [392А]. Можно предположить, что прогнозные ресурсы кат. P_3 второго, расположенного вблизи в сходной геологической обстановке проявления молибдена примерно такие же. Таким образом, прогнозные ресурсы молибдена кат. P_3 обоих проявлений составят $48 \times 2 = 96 \text{ тыс. т}$, что соответствует потенциальным запасам крупного месторождения.

Алунит. Общие запасы и ресурсы алунита Шелеховского объекта оцениваются в 16,814 млн т (Приложение 2). По данным бурения и геофизических работ (магнито – и электроразведка) мощность массива колеблется от 138 до 300 м. Учитывая, что в отдельных скважинах вскрыто до двух-четырех рудных интервалов, а также то, что в пределах массива кроме пласто – и линзообразных пологозалегающих залежей, отмечаются жильные и воронкообразные рудные тела, ресурсы алунита могут превышать подсчитанные в 2–3 раза, т. е. могут составить 40–60 млн т. По прогнозным ресурсам алунитовые руды Шелеховского объекта относятся к числу малых месторождений [297].

Изложенное позволяет заключить, что Окчо-Шелеховский прогнозируемый узел может представлять интерес на золото-серебряное, молибденовое и алунитовое оруденение как объект I очереди освоения.

Окчонский прогнозируемый молибденово-золоторудный узел (1.2.3. Au, Mo) находится в южной части Шаман-Уктурского района в бассейнах рек Уктур и Окчо. На площади узла – 460 км^2 – распространены нижнемеловые преимущественно осадочно-терригенные отложения пионерской, уктурской, ларгасинской, горнопротокской свит, верхнемеловые образования сусанинской толщи, прорванные гранодиоритами нижнеамурского, бекчиулского и прибрежного комплексов. В узле выявлено 3 проявления (Гранитное, Джаур и Мончинское) и шлиховой поток золота, а также перспективное проявление молибдена (Ежовое).

Золото. Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является турбидитовая (отложения пионерской свиты). Рудная формация – золоторудная кварцевая. Все золоторудные проявления находятся в зоне влияния Колчеданного разлома. Содержание золота в кварцевых прожилках колеблется от 1,2 г/т до 10 г/т (в штучных пробах). Оцениваемые впервые прогнозные ресурсы рудного золота Окчонского узла (категория P_3) при минимальной удельной продуктивности типовых рудоносных площадей подобного иерархического уровня в вулканоплутонических поясах и областях ТМА равной 50 кг/км^2 [Беневольский и др., 2002] и коэффициенте геологического подобия 0,5, составят: $50 \times 460 \times 0,5 = 11500$ кг или 11,5 т.

Молибден, вольфрам. Молибденовое оруденение приурочено к зоне Колчеданного разлома и связано с рудовмещающей пионерской свитой, прорванной субвулканическими интрузиями риолитов. Разрывные нарушения сопровождаются мощной (до 1000 м) зоной расланцевания в терригенно-осадочных породах. Гидротермально-метасоматические образования развиты, в основном, по алевролитам и аргиллитам, реже риолитам и вытянуты вдоль Колчеданного разлома. Ореолы молибдена и вольфрама сопровождают Колчеданную структуру на протяжении более 9,5 км. Прожилково-вкрапленная минерализация установлена в линейных штокверковоподобных зонах, представленных кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми метасоматитами мощностью 40–150 м, протяженностью до 4000 м. Они вмещают многочисленные разноразно ориентированные кварцевые, кварц-лимонитовые прожилки (от 1–3 мм до 1–5 см), редко кварцевые жилы (до 2,5 м). Рудные тела содержат молибденит, арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, шеелит, магнетит, гематит, лимонит, мартит, ильменит. Содержание молибдена по рудным телам достигает 0,5 %, вольфрама – 0,037–1 %, меди (0,01–0,03 %, редко до 10 %). Прогнозные ресурсы молибдена кат. P_2 – 17 тыс. т и вольфрама – 24,9 тыс. т [500, 392А]. Молибденовая минерализация связана с зонами кварцевых, серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов в терригенных и вулканогенных породах, вытянутых вдоль Колчеданного разлома ориентировочно на площади около 80 км^2 .

Оруденение скорее всего принадлежит медно-молибденовой порфировой формации, для которой наиболее вероятная удельная рудоносность по Мо составляет для металлогенических зон $10\text{--}900 \text{ т/км}^2$, для узлов – около 1000 т/км^2 (Неженский и др., 2005). В таком случае, прогнозные ресурсы узла категории P_3 при коэффициенте его геологического подобия 0,5 составят: $(1000 \times 80 \times 0,5) = 17000 = 23000$ т, что соответствует возможности выявления на площади узла среднего месторождения. Исходя из этого, можно заключить, что Окчонский прогнозируемый узел может представлять интерес на золотое и молибденовое оруденение как объект II очереди освоения. Рекомендуется проведение на отдельных его участках детальных поисковых работ.

Хавынь-Шелеховский золото-ртутный рудный район (1.3.Hg,Au) расположен на правом берегу р.Амур и заходит на территорию листа с соседней с запада площади, где в Хавыньском прогнозируемом золото-ртутном узле установлены рудопроявления ртути. На площади листа М-54 рудопроявлений ртути и золота не имеется. Район выделен для увязки с изданным листом М-53.

Тумнинский молибденово-вольфрамово-золоторудно-россыпной район (1.4.Au, W, Mo) известный с 1894 г. занимает обособленное положение и приурочен к стыку Усть-Амурской и Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минерагенических зон. По геолого-структурной позиции он принадлежит северному флангу Сихотэ-Алинской системы, но по особенностям глубинного строения, типу магматизма он ближе Нижнеамурской системе, отличающейся меньшей континентализацией земной коры [184]. Пограничному положению района отвечает смешение ареалов различных интрузивных комплексов в широком петрохимическом диапазоне. К дуговидным и радиальным разломам вулканопольных структур тяготеют многочисленные субвулканические трещинные и штокообразные интрузии, дайки кислого и среднего составов, зоны метасоматитов и прожилково-окварцованных пород, несущих золотую, молибденовую и вольфрамовую минерализации. Он сложен нижнемеловыми, преимущественно терригенными отложениями уктурской, ларгасинской, удоминской, светловоднинской свит и верхнемеловыми вулканогенными образованиями сусанинской, больбинской, татаркинской свит, прорванных интрузиями бекчиулского, верхнеудоминского и прибрежного комплексов. В районе выделено 4 рудных и рудно-россыпных узла, один из которых прогнозируемый.

Чичамар-Олондинский молибденово-вольфрамово-золоторудно-россыпной узел (1.4.1.Au, W, Mo) находится в северной части Тумнинского рудно-россыпного района. В пределах узла – 790 км² – распространены нижнемеловые осадочные отложения ларгасинской и удоминской свит, а также верхнемеловые вулканогенные образования больбинского, татарского, сусанинского комплексов, прорванные многочисленными интрузиями нижнеамурского и бекчиулского комплексов и субвулканических дацитов, трахириолитов. И вулканиты, и интрузии (включая субвулканические) в комплексе представляют собой благоприятный в прогнозном отношении магматический фактор. В пределах узла выявлены три малые россыпи, два россыпных проявления, пять рудопоявлений и один шлиховой поток золота, по одному проявлению молибдена и вольфрама.

Золото. Золотое оруденение заключено в серицит-кварцевых, кварц-турмалиновых метасоматитах и жильно-прожилковых зонах мощностью от 0,8 до 70 м, в которых выявлены рудные тела со средним содержанием золота 1–3 г/т, в единичных пробах до 136,7 г/т. Оруденение относится к золоторудно-кварцевой формации. Рудные минералы: арсенопирит, пирит, галенит, золото.

Оценивая впервые прогнозные ресурсы рудного золота Чичамар-Олондинского узла (категория P₃), воспользуемся минимальной удельной продуктивностью для типовых рудоносных площадей подобного иерархического уровня в вулканоплутонических поясах и областях ТМА [18] равную 50 кг/км² (наличие в узле мало перспективных проявлений золота) и коэффициентом геологического подобия 0,5. Тогда начальный МСП (минерально-сырьевой потенциал) как и прогнозные ресурсы золота кат. P₃ составят: 50 x 790 x 0,5 = 19750 кг или округленно 20 т.

Молибден, вольфрам. Для молибденового и вольфрамового оруденения рудовмещающей формацией является терригенная (удоминская свита). Руд-

ные формации – молибденит-кварцевая жильная, молибденовая грейзеновая и вольфрамит-кварцевая. Рудные минералы: вольфрамит, пирит, арсенопирит, висмутин, шеелит, редко галенит, сфалерит, молибденит. Содержание вольфрама в кварцевых жилах и зонах составляет 0,02–3 %, в оруденелых дайках – от 0,01–0,03 % до 0,1–0,2 %, молибдена – в кварцевых жилах достигает 0,1 %. Эталонов удельной продуктивности данной рудной формации не имеется, аналогичные рудные объекты в регионе отсутствуют, поэтому оценить прогнозные ресурсы Мо и W категории P₃ по рудному узлу не представляется возможным.

Ларгасинский прогнозируемый серебряно-молибденово-золоторудно-россыпной узел (1.4.2. Au, Mo, Ag) находится к западу от Чичамар-Олондинского рудно-россыпного узла. В пределах узла – 580 км² – распространены меловые терригенные отложения удоминской и ларгасинской свит, вулканогенные образования больбинского сусанинского и маломихайловского комплексов и прорывающие их раннепалеогеновые кварцевые диориты, монзониты, гранодиориты, граниты и лейкограниты всех трех фаз бекчиулского комплекса. На площади узла выявлено 3 проявления золота, (из них 1 россыпное проявление), 2 – молибдена и 1 – флюорита.

Золото. Оруденение принадлежит золото-кварцевой рудной формации. Рудовмещающими для золотого оруденения являются терригенные отложения ларгасинской и удоминской свит и гранитоиды бекчиулского комплекса. В качестве рудообразующей формации в данном случае выступает лейкогранит-гранитовая, представленная в прогнозируемом узле лейкогранитами бекчиулского комплекса. Минерализация локализована в зонах прожилкового окварцевания с содержанием в бороздовых пробах – 0,4 г/т, в штуфных – 1–24,3, редко до 124,5 г/т. Необходимо отметить, что в некоторых молибденовых проявлениях узла (Отрадное) содержание золота достигает 5 г/т. Прогнозные ресурсы категорий P₁ и P₂, составляющие в сумме 0,76 т оценены только для россыпного проявления (Приложение 2).

Прогнозные ресурсы рудного золота категории P₃ Ларгасинского узла в целом, определим через рекомендуемую для таких расчетов среднюю удельную продуктивность узлов в вулканоплутонических поясах и областях ТМА [18], приняв ее равной 70 кг/км² при коэффициенте геологического подобия K = 0,5. Тогда прогнозные ресурсы узла категории P₃ будут равны (70 x 580 x 0,5) – 760 = 19540 кг (округленно 20 т).

Серебро, молибден. Для серебряно-молибденового оруденения рудовмещающей как и рудогенерирующей формацией является лейкогранитовая. Рудная формация – молибденит-кварцевая жильная. В палеоценовых лейкогранитах бекчиулского комплекса сформировались зоны прожилково-окварцованных пород мощностью 60–160 м и протяженностью 500–900 м. Рудные минералы: молибденит, галенит, сфалерит, арсенопирит и др. Содержания молибдена (от 0,01 до 0,6 %) и серебра (от 2 до 400 г/т) в этих рудах достаточно высоки и такой тип оруденения заслуживает внимания. Эталонов удельной продуктивности данной рудной формации не имеется, аналогичные рудные объекты в регионе отсутствуют, поэтому прогнозные ресурсы кат. P₃ приведены по результатам предшествующих работ: для молибдена – 10,3 тыс. т, серебра – 73,5 т, свинца – 35 тыс. т, флюорита – 175 тыс. т [392A]. Ис-

ходя из вышеизложенного, можно заключить, что Ларгасинский прогнозируемый узел может представлять интерес на золотое и серебряно-молибденовое оруденение как объект II очереди поисковых работ.

Зимовьинский серебряно-вольфрамово-золоторудно-россыпной узел (1.4.3. Au, W, Ag) находится южнее Чичамар-Олондинского рудно-россыпного узла. Площадь его – 610 км² – сложена преимущественно терригенными отложениями ларгасинской, уктурской, светловоднинской и удоминской свит, прорванные тремя фазами эоценовых монцонит-гранитовых интрузий прибрежного, второй фазы нижеамурского комплексов, а также субвулканическими телами большинского, татаркинского и улского комплексов. На площади узла установлены: крупная россыпь и 6 проявлений золота, 2 проявления вольфрама.

Золото, серебро. Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является терригенно-осадочная (песчаники, алевролиты нижнего мела), рудогенерирующие – лейкогранит-гранодиоритовая и монцонит-диоритовая. Рудная формация – золоторудная кварцевая. Оруденение приурочено преимущественно к кварцевым жилам в зонах дробления и серицит-кварцевых метасоматитов. Рудные минералы представлены арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, станнином, лимонитом, вольфрамитом, шеелитом, гематитом, касситеритом, золотом. Содержание золота в проявлениях распределено крайне неравномерно – от следов (в метасоматитах) до 42,6 г/т (в кварцевых жилах), серебра – до 172,9 г/т (Зимовье-1). Большинство рудопроявлений перспективные, на их площадях рекомендуется постановка поисково-оценочных работ [465, 321, 481]. Сумма запасов и прогнозных ресурсов золота кат. P₂ составляет 5,61 т (Приложение 2).

Прогнозные ресурсы золота категории P₃ узла в целом при удельной продуктивности 100 кг/км² (на его площади разведана крупная россыпь и выявлен ряд перспективных проявлений) и коэффициенте геологического подобия K = 0,5 составят: (100 x 610 x 0,5) – 5610 = 24890 кг или округленно 25 т.

При условно принятом соотношении содержаний золота и серебра в рудах 1:5, прогнозные ресурсы серебра категории P₃ Зимовьинского узла могут составить 25 x 5 = 125 т.

Вольфрам. Вольфрамовая минерализация в пределах узла на проявлениях Пестрое и Василий относится к вольфрамит-кварцевой рудной формации. Они представлены линейными штокверками в терригенных отложениях ларгасинской свиты, прорванных штокообразными телами гранодиоритов нижеамурского комплекса и разнообразными дайками. Мощность штокверковых зон достигает 5,6 м (проявление Василий) и 30–400 м (проявление Пестрое); протяженность – 1–2 км. Содержание трехоксида вольфрама в рудных телах составляет 0,13–1,5 %, редко – до 2,4 %. Присутствуют: медь, свинец, цинк (0,1–1 % каждого), золото (до 0,4 г/т). Прогнозные ресурсы трехоксида вольфрама на глубину 300 м кат. P₂ составляют 60–70 тыс. т (проявление Пестрое) и 4,53 тыс. т (проявление Василий). Суммарные прогнозные ресурсы кат. P₂ по двум проявлениям составляют 74,53 тыс. т [321, 481, 306]. Для данного типа рудных объектов нет данных по удельной продуктивности аналогичных по геологическому строению рудных узлов и удельной продуктивности рудных формаций. Удельную продуктивность площади узла можно

грубо оценить в $74,53 : 610 = 0,122$ тыс. т/км². Тогда прогнозные ресурсы триоксида вольфрама кат. P₃ составят: $0,122 \times 610 = 74,42$ тыс. т или округленно 74 тыс. т.

Оемкунский золоторудно-россыпной узел (1.4.4.Au) расположен в самой южной части Тумнинского молибденово-вольфрамово-золоторудно-россыпного района. Территория наиболее продуктивного узла района наименее насыщена проявлениями интрузивного магматизма. Наиболее плотная группа россыпей отвечает площади, вообще не содержащей сколь-нибудь крупных интрузивных тел. Площадь узла – 890 км² – сложена существенно осадочно-терригенными нижнемеловыми отложениями уктурской, дивнинской, светловоднинской и ларгасинской свит, вулканогенными образованиями самаргинской и богопольской свит. Их прорывают палеогеновые интрузии верхнеудоминского и прибрежного комплексов. На площади узла выявлено 3 рудных месторождения (1 среднее по запасам и 2 малых), 8 россыпных месторождений, 4 рудопроявлений, 3 россыпных проявления золота и 1 проявление вольфрама.

Золото, серебро. Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является терригенная, рудогенерирующей – лейкогранит-гранитовая и граносиенит-гранодиоритовая. Рудная формация – золоторудная кварцевая. На месторождениях и проявлениях прожилково-окварцованные зоны с кварцевыми жилами несут крайне неравномерное золотое оруденение от следов до 300 г/т (Молодежное) и до 954,6 г/т (Оемку), содержание серебра – 5–10 г/т. Рудные минералы: арсенопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, марказит, золото. Площадь узла в целом оценена как перспективная. На предшествующих этапах работ запасы золота категории C₂ оценены в количестве 11,3 т, а прогнозные ресурсы кат. P₁ – 19,4 т, P₂ – в 18,3 т. Кроме того, добыто из коренных и россыпных месторождений – 0,7 т золота [477, 368, 487, 392]. Итого суммарные запасы и прогнозные ресурсы кат. P₁+P₂ с учетом добытого золота составляют 49,7 т, серебра кат. P₂ – 62 т (Приложение 2).

Начальный МСП золота узла, определенный по удельной продуктивности рудоносных площадей в вулканоплутонических поясах и областях ТМА (значение q принято максимальным 120 кг/км², так как узел в поисковом отношении относительно хорошо изучен) при коэффициенте подобия K = 0,7 составит: $120 \times 890 \times 0,7 = 74760$ кг или 74,76 т. Тогда прогнозные ресурсы кат. P₃ будут равны: $74,76 - 49,7 = 25,06$ т (или округленно 25,0 т).

Серебро. По Нелюбову (1993) прогнозные ресурсы серебра по кат. P₂ составляют 62 т.

Усть-Амурская алунит-серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (2. Au, Ag, at/K₂-P, Q)

На территории листа зона прослеживается от северной рамки площади до верховьев р. Бол.Сизиман и приурочена к окраинно-континентальному Восточно-Сихотэалинскому вулканическому поясу, представляющему собой крупнейшую активизационную структуру позднемелового-неогенового возраста. Она состоит из вулканотектонических построек, сложенных вулканами и их интрузивными комагматами кислого, среднего и основного состава.

вов. Особенно широко развиты покровы неогеновых базальтов кизинской свиты, а подстилающие их более древние рудоносные вулканоплутонические образования сусанинского, богопольского, маломихайловского, татаркинского и больбинского комплексов слагают отдельные блоки и купольные структуры в эрозионных окнах. В пределах зоны развито золоторудное оруденение, связанное с кислыми вулканитами и приповерхностными интрузиями гранитоидов прибрежного и бекчиулского комплексов. В Усть-Амурской минерагенической зоне выделен Кизинский золоторудно-россыпной район и два узла вне района.

Кизинский золоторудно-россыпной район (2.1.Au) на площади листа занимает северную часть зоны, охватывая образования Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса и восточную часть Удыльской депрессии. В районе выделено три узла (из них один – золоторудно-россыпной и два – прогнозируемых золоторудных).

Кади-Потинский прогнозируемый золоторудный узел (2.1.1.Au) заходит на территорию листа своей южной частью. Площадь узла – 380 км² – сложена верхнемеловыми эффузивами среднего состава больбинской свиты и сусанинской толщи, кислого состава татаркинской свиты, вулканитами улской толщи, терригенными отложениями удыльской серии, а также рыхлыми отложениям кантагской толщи и покровами базальтов кизинской свиты. Проявления золота с содержанием до 5 г/т, выявлены в северной части узла, за пределами площади листа. На территории узла, в пределах листа М-54, установлены только 3 пункта минерализации и шлиховой ореол золота. Рудные тела находятся в покровных и жерловых вулканитах, представленных маломощными (1–10 см) кварц-карбонатными и кварцевыми прожилками в зонах серицит-кварцевых, гидрослюдисто-каолинит-кварцевых и др. метасоматитов, содержащих золото в штучных пробах – 0,02, редко до 2 г/т. Ввиду низких содержаний золота, Б. А. Ломакин (1976) и М. К. Дьячков (1978) считают данные объекты не перспективными и не заслуживающими дальнейшего изучения.

В таком случае, начальный минерально-сырьевой потенциал (МСП) как и оцениваемые впервые прогнозные ресурсы части узла кат. Р₃ при минимальной удельной продуктивности 50 кг/км² и коэффициенте геологического подобия К = 0,2 составят: 50 x 380 x 0,2 = 3800 кг (округленно 4 т). Таким образом, Кади-Потинский прогнозируемый узел, в пределах площади листа, не представляет практического интереса на золотое оруденение. Рудный узел в целом низко продуктивный.

Холанский золоторудно-россыпной узел (2.1.2.Au) выделен в эрозионном окне Удыльской неоген-четвертичной депрессии. Площадь узла – 170 км² – сложена терригенными отложениями жорминской толщи, вулканитами больбинской свиты и сусанинской толщи. Нижнемеловые отложения прорваны трещинной интрузией позднемеловых гранодиоритов второй фазы нижнеамурского комплекса, дайками гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров. И вулканиты, и интрузии в комплексе представляют собой благоприятный в прогнозном отношении магматический фактор. На площади узла выявлено малое Холанское золоторудное месторождение, разведана и отработана россыпь золота трех сближенных ручьев. Рудовмещающей формацией для

золотого оруденения является терригенная, рудогенерирующей – гранодиоритовая. Рудная формация – золоторудная кварцевая. Оруденение приурочено к экзо- и эндоконтакту интрузии гранодиоритов. В пределах гидротермально измененных пород выявлены прерывистые кварцевые прожилки мощностью до 6 см (7 жил) и 2 жилы мощностью 3 и 0,35–0,6 м с видимым золотом. Содержание золота в маломощных жилах колеблется от 33 до 143 г/т, во вмещающих гранодиоритах – до 2–10 г/т. Запасы золота по 2 жилам кат. С₂ – 1,245 т, кроме того из россыпи добыто около 0,7 т золота. Сумма запасов и добытого золота составляет 1,945 т (Приложение 2). Площадь узла в целом слабо изученная и оценена как перспективная [339, 11].

Исходя из того, что на площади узла имеется недостаточно изученное перспективное малое месторождение и отработанная россыпь золота, принимаем максимальную удельную продуктивность узла 120 кг/км² и коэффициент геологического подобия $K = 0,5$ (типовые рудоносные площади в вулканоплутонических поясах и областях ТМА, Беневольский и др., 2002), тогда прогнозные ресурсы кат. Р₃ составят: $(120 \times 170 \times 0,5) - 1945 = 8255$ кг (или округленно 8 т).

Идоловский прогнозируемый золоторудный узел (2.1.3.Аu) располагается вблизи побережья Татарского пролива, северо-западнее бухты Табо. В пределах узла – 260 км² – распространены преимущественно позднемеловые вулканогенные и туфогенно-терригенные образования сусанинской толщи, в меньшей мере базальты кизинской свиты и соответствующие им субвулканические образования. В пределах прогнозируемого узла выявлены золоторудное проявление (Идол) и пункт минерализации (Верховье р. Бол. Табо). Золотое оруденение заключено среди вулканитов сусанинской толщи в зонах прожилкового окварцевания и адуляр-кварцевых, серицит-кварцевых метасоматитов мощностью соответственно 0,4–18,6 м и 10–40 м, протяженностью свыше 1,8 км и 250–800 м. Кварцевые прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 3 см, при количестве их на 1 пог. м от единичных до густой сети. В рудах присутствуют пирит, халькопирит, марказит. Содержание золота в кварцевых жилах проявления колеблется в пределах 1,5–19,1 г/т, в метасоматитах – значительно ниже, а в пункте минерализации – не превышает 0,2 г/т. Прогнозные ресурсы проявления Идол кат. Р₂ составляют 6,8 т (Приложение 2). Оруденение перспективное и относится к золоторудной кварцевой формации [383].

Оцениваемые впервые прогнозные ресурсы рудного золота Идоловского узла категории Р₃ при удельной продуктивности типовых рудоносных площадей подобного иерархического уровня в вулканоплутонических поясах и областях ТМА равной 120 кг/км² [18] и коэффициенте подобия 0,5 составят: $(120 \times 260 \times 0,5) - 6800 = 8800$ кг (округленно 9 т). Исходя из этого, можно заключить, что Идоловский прогнозируемый узел может представлять интерес на золотое оруденение как объект I очереди поисковых работ.

Рудные узлы вне Кизинского золоторудного района

Яйский прогнозируемый молибденоворудный узел (2.0.1.Мо) расположен в междуречье Хальджа–Яй. Площадь узла – 140 км² – сложена верхнемеловыми, верхнемеловыми-палеогеновыми вулканитами и соответствующими им субвулканическими образованиями сусанинского и маломихайловского вул-

канических комплексов, незначительно развиты терригенные отложения ларгасинской свиты. В пределах узла выделяются вулканотектонические структуры разного порядка, с осложняющими их субвулканическими интрузиями. На площади узла выявлено одно проявление молибдена (Лимонитовое), которое связано с верхнемеловой-палеогеновой риодацит-риолитовой формацией (маломихайловская свита). Оно относится скорее всего к молибденовой порфировой формации и приурочено к зоне серицит-кварцевых и кварцсерицитовых метасоматитов с кварцевыми, кварц-лимонитовыми прожилками (от 1–3 мм до 1–5 см), редко кварцевыми жилами (до 2,5 м), образующими штокверк. Рудные минералы: пирит, халькопирит, магнетит, гематит, лимонит, мартит, ильменит. Содержание молибдена составляет 0,01–0,5 % (среднее 0,021 %), серебра (до 300 г/т), редко до 1819 г/т (среднее 2,3 г/т), свинца (до 0,8 %), меди (0,01–0,03 %). Площадь узла в целом мало перспективная. Прогнозные ресурсы кат. P_2+P_3 – молибдена – 36,5 тыс. т, серебра – 403,5 т, свинца – 42 тыс. т [298].

Оценивая прогнозные ресурсы молибдена кат. P_3 медно-молибденовой порфировой формации, для которой наиболее вероятная удельная рудоносность по молибдену для металлогенических зон составляет 10 т/км^2 , для узлов – около 1000 т/км^2 (Неженский и др., 2005). В таком случае прогнозные ресурсы молибдена узла категории P_3 при коэффициенте его геологического подобия 0,2 составят: $1000 \times 140 \times 0,2 = 28$ тыс. т.

Ашмарский золоторудно-россыпной узел (2.0.2.Au) находится юго-восточнее Яйского прогнозируемого узла. В пределах узла – 640 км^2 – распространены нижнемеловые осадочно-терригенные отложения ларгасинской свиты, разнообразные по составу (от андезитов до риолитов) верхнемеловые, верхнемеловые-палеогеновые и олигоценные вулканические сусанинского, татаркинского, маломихайловского и колчанского вулканических комплексов, слагающие вулканотектонические постройки. В южной части узла сохранились от эрозии остатки покровов базальтов кизинской свиты. Осадочные и вулканогенные образования (кроме колчанской и кизинской свит) прорваны интрузиями бекчиулского и прибрежного комплексов. На площади узла установлено 1 россыпное месторождение, 1 россыпное проявление и 3 рудопроявления золота (Прямое, руч. Вилка и Глухариное). Золотое оруденение заключено как в песчаниках и алевролитах, так и в андезитах. Рудогенерирующей формацией является лейкогранит-гранитовая. Рудные тела приурочены к зонам прожилкового и метасоматического окварцевания в терригенных отложениях и вторичных кварцитах в андезитах с содержанием золота 0,01–1, редко 30 г/т (в одной бороздовой пробе) Рудные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, марказит, молибденит и др. [481, 433].

Оценивая впервые прогнозные ресурсы рудного золота Ашмарского узла кат. P_3 при минимальной удельной продуктивности типовых рудоносных площадей подобного иерархического уровня в вулканоплутонических поясах и областях ТМА равной 50 кг/км^2 [18] и коэффициенте геологического подобия 0,5, отражающем отсутствие в узле перспективных проявлений, составят: $50 \times 640 \times 0,5 = 16000$ кг или 16 т.

Центральная Сихотэ-Алинская вольфрамово-оловорудная минералогическая зона (3. Sn,W(Mo)/MZ)

Зона заходит на территорию листа с соседней с запада площади и приурочена к образованиям Сихотэ-Алинской складчатой системы. В складчатом структурном этаже выделяются две структурно-формационные подзоны: Хорско-Тормасинская и Анойская. Они включают рудоносные формации двух типов – раннегеосинклинальную вулканогенно-кремнисто-терригенную (Т-Ј) и сининверсионную (коллизийную) высокоглиноземистых гранитов хунгарийского (K_1) и еще более раннюю (возможно, юрскую) перидотит-габбровую гурского комплекса. С вулканогенно-кремнисто-терригенной формацией связаны проявления родонит-родохрозитовых и пиролюзит-псиломелан-браунитовых руд, а с гипербазит-габбровой – проявления хризотил-асбеста и тальцитов. В целом же терригенные геосинклинальные формации мало продуктивные, а с гранитными интрузиями связана лишь рассеянная вольфрамовая, бериллиевая и оловянная минерализации. В пределах зоны выделены два рудных района.

Гурский олово-вольфрамовый рудный район (3.1.W, Sn) выделен для увязки с листом М-53. В его контурах развиты пермо-триасовые, триасово-юрские, верхнеюрские и нижнемеловые геосинклинальные образования, прорванные гранитоидами баппинского, хунгарийского и гипербазитами гурского комплексов. В незначительном количестве отмечаются вулканиты синанчинского комплекса и приморской серии. Он включает малоперспективные проявления хризотил-асбеста и тальцитов, цинка, а также пункты минерализации олова. В целом же территория района мало перспективная на обнаружение практически значимых месторождений рудных полезных ископаемых.

Тормасу-Гобиллинский молибденово-вольфрамово-оловорудный район (3.2.Sn,W,Mo). На площади листа находится его северо-восточная часть, большая половина рудного района расположена на соседней с запада территории (лист М-53). Район включает два рудных узла (один из которых прогнозируемый).

Верхнеджаурский прогнозируемый олово-вольфрамоворудный узел (3.2.1.W,Sn) выделен в верховьях р. Джаур. Площадь узла – 460 км² – сложена на верхнеюрскими, триасово-юрскими вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями соответственно светлореченской толщи и джаурской свит, нижнемеловыми терригенными отложениями кабулинской толщи, прорванные высокоглиноземистыми гранитоидами хунгарийского комплекса. В незначительном количестве отмечаются вулканиты синанчинской свиты и субвулканические риолиты приморской серии. Узел объединяет рудопроявления шеелит-скарновой и оловорудной силикатно-сульфидной формаций, а также малоперспективные проявления вольфрамит-кварцевой формации. На территории узла выявлено одно рудопроявление (Джаур) и два пункта минерализации вольфрама, два проявления олова (Арго и Светлое) с не ясными перспективами, шлиховой ореол касситерита и вторичный геохимический ореол рассеяния олова.

Вольфрамовая минерализация приурочена к зонам скарнированных диабазов, лимонит-кварцевых, серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов джаурской свиты и светлореченской толщи, грейзенов и грейзенизированных гранитов. Наиболее интенсивное оруденение локализовано в кварцево-сульфидных рудах скарнов, представленное вкрапленностью галенита, сфалерита, пирротина, халькопирита, шеелита и вольфрамита. Содержание вольфрама в них составляет 0,003–0,7 %, свинца и цинка – до 1 %, меди – до 0,2 %, висмута – до 0,1 %, олова – до 0,03 % (проявление Джаур). Прогнозные ресурсы вольфрама по кат. P_1 – 3–5 тыс. т [Гаврилов, 1969]. Содержание вольфрама в грейзенах и грейзенизированных гранитах составляет 0,01–0,05 %, редко 0,1–0,3 %. Прогнозные ресурсы WO_3 в Верхнеджаурском узле при удельной продуктивности 0,01 тыс. т/км² (Приложение 2) кат. P_3 составят: $460 \times 0,01 = 4,6$ тыс. т. В связи с малыми параметрами оруденения и относительно низкими содержаниями вольфрама в проявлении и пунктах минерализации, в целом узлу дается отрицательная оценка.

Оловорудные проявления локализованы в позднемеловых гидротермально измененных субвулканических риолитах приморской серии, а также в линзовидных скарноворудных телах джаурской свиты. Оруденение относится к оловорудной скарновой и силикатно-сульфидной формациям. Обычная концентрация олова в измененных вулканитах – 0,05–0,15 % (редко содержание олова достигает 0,3–13,29 %), в скарнах – 0,001–0,07 %. Рудные минералы: сфалерит, пирит, мельниквит, халькопирит, галенит, реже станнин, касситерит, висмутин и самородный висмут. Оценка прогнозных ресурсов по оловорудным проявлениям не производилась. Эталоны удельной продуктивности вышеприведенных рудных формаций в регионе отсутствуют, поэтому оценить прогнозные ресурсы олова кат. P_3 по узлу не представляется возможным.

Совино-Эртукулинский вольфрамово-бериллиево-оловорудный узел (3.2.2.Sn,Be,W) находится в западной части рудного района. Площадь узла на территории листа – 390 км² – сложена нижнемеловыми терригенными отложениями кабулинской толщи, пермо-триасовыми метаморфическими породами анойской толщи, вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями светлореченской толщи и верхней подсвиты джаурской свиты, джаурскими субвулканическими базальтами, Перечисленные образования прорваны гранитоидами хунгарийского и верхнеудоминского комплексов. На площади узла установлено одно проявление цинка и по одному пункту минерализации вольфрама, олова, бериллия, висмута. В экзо – и эндоконтактах гранитоидов хунгарийского и верхнеудоминского комплексов выявлены маломощные кварцевые прожилки с содержанием вольфрама от 0,01 до 0,5 %, олова – 0,03–0,2 %, бериллия – 0,003–0,03 %, висмута – 0,002–0,1 %. Таким образом, выявленные на территории листа в Совино-Эртукулинском узле пункты минерализации, в связи малыми параметрами рудных тел и с низкими содержаниями в них данных металлов, не представляют практического интереса. Исключение составляет западная часть узла, где на проявлении Совином с промышленными содержаниями бериллия (лист М-53) подсчитаны прогнозные ресурсы ВеО по кат. P_1 в количестве 2 тыс. т [58].

Главная Сихотэ-Алинская (Лужкинская) серебряно-вольфрамово-оловорудная минерагеническая зона (4.Sn,W,Ag/K₂-P)

Зона выделена в центральной материковой части листа между Центральной Сихотэ-Алинской и Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минерагеническими зонами. При всем разнообразии рудопроявлений она имеет ярко выраженную оловорудную специализацию.

Основной минерагенической эпохой, определившей оловорудный и редкометальный профиль зоны, является время формирования активизационных вулcano-плутонических ассоциаций позднемелового и палеогенового возраста. Ей предшествовала эпоха глубокой эрозии, обнажившей сининверсионные раннемеловые батолиты хунгарийского комплекса и гранитоиды ранней активизации, с накоплением образований вулcanoгенной и молассоидной формаций. Вулcano-плутонические ассоциации позднеактивизационного этапа образуют многочисленные сводовые мульдоподобные структуры при общем воздымании территории. Главной минерагенической зоне отвечает обширный региональный минимум силы тяжести, охватывающий также часть Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) и Центральной Сихотэ-Алинской минерагенических зон. Рудоносными являются гомодромные ассоциации вулканитов андезидацит-риолитовой формации и комагматичные им монзонит-гранодиоритовая и гранит-аляскитовая формации активизационных баппинского и верхнеудоминского комплексов. «Орогенные магматические комплексы являются типичным примером сопряженных рядов петрохимически родственных вулканических и интрузивных формаций, принадлежащих трем гомодромным полициклически сменяющим друг друга вулcano-плутоническим ассоциациям» [374, 473]. Некоторые рудные узлы приурочены к вулcano-плутоническим, часто куполовидным структурам. Особенно ими насыщена крупная сводовая структура в Бута-Коппинском рудном районе. Полиметаллически-оловянные, редкометалльные, и серебряные рудопроявления района находятся в парагенетической связи с активизационными магматическими комплексами. Наиболее определено такие связи устанавливаются для высокотемпературных проявлений олова и вольфрама, локализуемых в экзо – и эндоконтактных зонах интрузий гранит-аляскитовой формации. Вблизи таких интрузий наблюдаются ярко выраженные признаки температурной зональности оруденения. Однако отмечаются перспективные месторождения и рудопроявления олова на значительном удалении от вскрытых гранитоидных массивов, часто вне видимых связей с ними. Полициклический характер магматизма и сложная полиформационная природа оруденения, по-видимому, обусловлена одновременной активностью разноглубинных магматических очагов. Наиболее распространены проявления касситерит-сульфидной формации.

В этой минерагенической зоне выделен один Бута-Коппинский рудный район с пятью рудными узлами (два из них прогнозируемых) и один прогнозируемый рудный узел вне района.

Бута-Коппинский вольфрамово-серебряно-оловорудный район (4.1.Sn,Ag,W) прослеживается от среднего течения р. Хуту на севере, до р.

Первый Заур на юге территории. Район сложен преимущественно нижнемеловыми терригенными отложениями, в меньшей мере юрскими и триасово-юрскими образованиями, прорванными интрузиями хунгарийского, баппинского и верхнеудоминского комплексов. В подчиненном количестве отмечаются покровные и субвулканические образования кислого и среднего состава богопольского, приморского и синанчинского комплексов.

Оловянная, редкометальная и полиметаллическая минерализации связаны с постинверсионной вулканоплутонической ассоциацией изверженных пород. В период формирования оловорудных месторождений и проявлений большая часть территории была перекрыта вулканическими покровами, способствовавшими локализации гидротерм вблизи их подошвы. Благоприятными факторами оруденения являются надинтрузивные брекчии, вулканические жерловины и субвулканические тела риолитов и андезитов. В трещиноватых кремнистых породах и в мощных пластах песчаников оловянная минерализация носит рассеянный характер. Сравнительно быстрое выклинивание рудных тел с глубиной на Пионерском, Таусинском и Сакай-Баппинском месторождениях, возможно, обусловлено глубокой степенью эрозии большинства месторождений относительно наиболее благоприятного уровня локализации оруденения [111].

Мунийский прогнозируемый вольфрамово-оловорудный узел (4.1.1.Sn,W) находится в северной части Бута-Коппинского района на пересечении тектонических ослабленных зон северо-восточного и субширотного простираний. Площадь узла – 540 км² – сложена нижнемеловыми существенно терригенными отложениями катаевской, ключевской и приманкинской свит, прорванными интрузиями баппинского и верхнеудоминского комплексов. В незначительном количестве отмечаются сохранившиеся от эрозии вулканотектонические структуры богопольского и синанчинского вулканических комплексов соответственно кислого и среднего составов. На площади узла выявлено два вольфрамовых проявления (Судулюнэ и Сисинку), два – олова (Веселое и Муни), одно – свинца (Ясное), по одному пункту минерализации олова и молибдена.

Олово. В песчаниках и алевролитах нижнего мела выявлены минерализованные зоны (3–15 зон) с кварцевыми, кварц-арсенопириновыми жилами и брекчиями на кварцевом, кварц-хлоритовом, лимонитовом цементе мощностью от 0,15 до 5,3 м. Рудные минералы: касситерит, вольфрамит, арсенопирит, висмутин, халькопирит, пирит, магнетит, галенит. Содержание олова в рудных телах крайне неравномерное – от 0,005 до 3 %. Рудовмещающая формация – терригенная, рудогенерирующая – лейкогранит-гранитовая, рудная – оловорудная силикатно-сульфидная.

Расчет прогнозных ресурсов олова по узлу проведен методом аналогий. За аналог Мунийского оловорудного узла может быть принят сходный по геологическому строению и минерализации Сакай-Баппинский рудный узел, расположенный южнее на простирании геологических структур. Удельная продуктивность олова Сакай Баппинского узла составляет 0,05 тыс. т/км² (Приложение 2). Тогда прогнозные ресурсы Мунийского узла категории Р₃ будут равны: 0,05 x 540 = 27,0 тыс. т, что соответствует выявлению на площади узла среднего месторождения.

Вольфрам. В ороговикованных песчаниках и алевролитах нижнего мела (проявление Судулинэ) установлена зона прожилкового окварцевания мощностью 50–75 м и протяженностью 240 м с жилами кварца мощностью 0,15–0,4 м (10–12 шт. на 1 пог. м) с содержанием вольфрама 0,01–0,05 %, редко до 0,1 и 2–5 %. Прожилково-окварцованные гранит-порфиры и кварцевослюдистые метасоматиты (проявление Сисинку) содержат вольфрам в количестве от 1 до 14,36 %. Рудовмещающая формация – терригенная и лейкогранит-гранитовая, последняя является и рудогенерирующей. Рудная формация – вольфрамит-кварцевая. Эталонов удельной продуктивности вышеприведенной рудной формации в регионе не имеется, поэтому прогнозные ресурсы вольфрама кат. Р₃ по узлу не оценивались.

Мопауский оловорудный узел (4.1.2.Sn) расположен в западной части Бута-Коппинского рудного района в бассейне р. Мопау. Площадь узла – 140 км² – сложена нижнемеловыми существенно терригенными отложениями журавлевской, ключевской и устьколу́мбинской свит и кислыми вулканитами приморского комплекса. Терригенные отложения прорваны гранитоидами хунгарийского и диоритами баппинского комплексов. В пределах узла выявлено среднее месторождение Мопау, один пункт минерализации и шлиховой ореол олова.

Олово. На месторождении Мопау оловянная минерализация локализована преимущественно в вулканических жерловинах приморской серии, где ей свойственно сочетание высокотемпературной минерализации (корунд, мусковит, турмалин, вольфрамит, шеелит) с низкотемпературной (серицит, каолин). Своеобразие минералогии и геологической обстановки не позволяет сопоставлять его ни с одним из известных генетических типов оловорудных месторождений. Значительная часть запасов заключена в убогих штокверковых рудах. Среднее содержание олова в штокверковых рудах – 0,27 %, в жильных – до 2,6 %. Рудные тела с содержанием олова более 0,4 %, длиной всего 60–80 м. По содержанию олова руды весьма бедные (0,1–0,2 %) и бедные (0,2–0,4 %). Интенсивность оруденения с глубиной уменьшается. Все это, несмотря на хорошую обогатимость руд, исключает месторождение из числа первоочередных объектов [111]. Кварц-лимонитовые прожилки в нижнемеловых терригенно-осадочных отложениях имеют низкие содержания (до 0,3 %) олова (пункт минерализации Железистый-1). Рудовмещающие формации вулканогенная и терригенная. Рудная формация оловорудная силикатно-сульфидная.

Расчет прогнозных ресурсов олова по узлу проведен согласно методическим рекомендациям по удельной продуктивности касситеритовой силикатно-сульфидной формации, которая для металлогенических зон составляет 3–7 т/км², а для рудных узлов она будет равна 300–700 т/км² - Нежинский и др., 2005. В таком случае прогнозные ресурсы кат. Р₃ при минимальной удельной продуктивности в 300 т/км и коэффициенте геологического подобия 0,5 будут равны: $300 \times 140 \times 0,5 = 21$ тыс. т.

Сакай-Баппинский вольфрамово-оловорудный узел (4.1.3.Sn,W) находится юго-восточнее Мопауского рудного узла. Площадь узла – 570 км² – сложена нижнемеловыми существенно терригенными отложениями приманкинской, ключевской, устьколу́мбинской и каталевской свит, прорванными многочис-

ленными интрузиями хунгарийского, баппинского и верхнеудоминского комплексов; в подчиненном отношении отмечаются вулканогенные образования синанчинского и приморского комплексов. На площади узла установлены одно крупное (Пионерское) и три средних (Руднинское, Таусинское и Сакай-Баппинское) месторождений олова, одно золотое и одно комплексное оловянно-вольфрамовое рудопроявление, по два пункта минерализации вольфрама и олова.

Олово. Все месторождения и большинство рудопроявлений олова заключены в почти не измененных нижнемеловых терригенных отложениях ключевской и каталевской свит. Характерной особенностью этих объектов является отчетливая северо-западная ориентировка главных рудоконтролирующих структур. На месторождениях оруденение локализовано в минерализованных зонах дробления (от 7 до 20 зон) мощностью – 0,4–6,3 м и протяженностью от 20 до 1830 м, которые, в свою очередь, вмещают рудные тела (от 6 до 31 тел) тектонических брекчий, кварц-сульфидных жил и прожилков, милонитов мощностью 0,4–4,48 м, длиной 20–310 м. Рудные минералы: пирит, касситерит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, гематит, лимонит, редко вольфрамит. Содержание олова в рудных телах на месторождении Таусинском колеблется от 0,3 до 2,08 %, в Сакай-Баппинском – 0,54–2,81 %, в Руднинском – 0,28–2,04 % и в Пионерском – 0,33–2,25 %. В последнем отмечаются высокие содержания цинка – до 15 %, свинца – до 5 %, серебра – до 10 кг/т, вольфрама – до 0,3 %. Некоторые из этих металлов при попутном извлечении могут представлять практический интерес. В целом руды месторождений бедные, среднего качества, труднообогатимые. Авторские суммарные запасы олова Таусинского и Сакай-Баппинского месторождений по кат. С₂ составляют 13 тыс. т, прогнозные ресурсы кат. Р₁ – 10 тыс. т, кат. Р₂ – 5 тыс. т [283, 233, 111]. Балансовые запасы олова 4-х месторождений Сакай-Баппинского узла, включая месторождение Мопау, оценены в 104 тыс. т, в т. ч. по кат. кат. Р₁– 46 тыс. т, Р₂–58 тыс. т. (ТКЗ № 810, 2013 г.) [Сводный отчетный баланс олова Хабаровского края на 01.01.2013 г.].

Степень поисковой изученности Сакай-Баппинского узла довольно высокая (выявлены месторождения, проявление и пункты минерализации олова), так что ожидать значительного прироста ресурсов олова здесь не приходится.

Золото. Нижнемеловые песчаники и алевролиты каталевской свиты, прорванные гранодиоритами, диоритами, дайками гранит-порфиров баппинского комплекса, вмещают кварцевые прожилки и жилы мощностью от 1–10 см до 1,5 м, прослеженные на 60 м. Рудные минералы: золото, самородный висмут, висмутин, базобисмутит, шеелит, редко арсенопирит. Содержание золота составляет 1 г/т, в наиболее богатых 3 жилах мощностью 1–8 см – до 52,7 г/т. Рудовмещающая формация – терригенная (каталевская свита), рудогенерирующая – гранитовая. Так как золото выявлено только в одном проявлении с не ясными перспективами, а пылевидное золото отмечается также и в Руднинском оловорудном месторождении, локализованное в терригенных отложениях каталевской свиты, то распространение золотого оруденения будем связывать лишь с площадью выхода этих пород – около 170 км². Для оценки прогнозных ресурсов кат. Р₃ удельную продуктивность узла принимаем равной 50 кг/км² (наименьшее значение, рекомендуемое для прогнозных оценок

рудных узлов в вулканоплутонических поясах и областях ТМА) [Беневольский и др., 2002] и коэффициент геологического подобия $K = 0,5$. Тогда прогнозные ресурсы золота будут равны: $50 \times 170 \times 0,5 = 4250$ кг или округленно 4 т. Таким образом, Сакай-Баппинский рудный узел перспективен только на оловянное оруденение.

Уджакинский оловорудный узел (4.1.4.Sn) расположен юго-западнее Сакай-Баппинского узла на пересечении тектонически ослабленных зон северо-восточного и субширотного направлений. Площадь узла – 520 км^2 – сложена существенно терригенными нижнемеловыми отложениями журавлевской, ключевской, приманкинской, каталевской свит, прорванных штокообразными телами гранитоидов баппинского комплекса, а также кислыми и средними вулканитами соответственно приморского и синанчинского комплексов. На площади узла выявлены среднее месторождение – Уджакинское, 4 рудопроявления (Иггу, Мрачное, Большое, Длинное-1) и 4 пункта минерализации олова, 2 проявления серебра (Обнаженное и Извилистое) и 1 – полиметаллов (Ветвистое-1).

Олово. Уджакинское среднее месторождение олова локализовано в поздне-меловых андезитовых дацитах. Вдоль северо-западных и субмеридиональных разрывов развиты минерализованные зоны монокварцевых и серицит-кварцевых метасоматитов мощностью до 45 м, пронизанные сетью кварцевых прожилков и жил. Установлено 12 линейных рудных тел мощностью 0,8–2,15 м, протяженностью 40–275 м, местами образующих штокверки. Среднее содержание олова в линейных рудных телах – 0,4–1,46 %, в штокверках – 0,25–0,46 %. Руды бедные малосульфидные, данные об обогатимости противоречивые. Так по одной из проб извлечение олова составило всего 23 %, по другой – 82 %. Авторские запасы олова по кат. C_2 – 14 тыс. т, прогнозные ресурсы кат. P_2 – 5 тыс. т [519, 483].

В пределах узла преобладают слабо изученные рудопроявления оловорудной силикатно-сульфидной формации. Рудовмещающая формация терригенная и вулканогенная, рудогенерирующая – гранитовая. Оловянная минерализация в проявлениях и пунктах минерализации в терригенных и в вулканогенных образованиях приурочена к зонам тектонических брекчий и прожилкового окварцевания. Рудные минералы: касситерит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, пирит, шеелит, вольфрамит, пироморфит, лимонит. Содержание олова в рудных телах крайне неравномерное – от 0,001 до 2–3 %. Оруденение Уджакинского узла, локализованное в терригенных отложениях, по геологическому строению и характеру минерализации сходно с Сакай-Баппинским узлом, удельная продуктивность которого равна 0,05 тыс. т/км² (Приложение 2). Поэтому для оценки прогнозных ресурсов узла оловянную минерализацию будем связывать только с площадью выходов терригенных отложений – около 360 км^2 . Тогда прогнозные ресурсы олова узла кат. P_3 будут равны $0,05 \times 360 = 18$ тыс. т.

Серебро. Серебряная минерализация двух проявлений (Обнаженное и Извилистое) локализована в зонах серицитизации и милонитизации мощностью до 10 м в останцах покровов дацитов синанчинской свиты, содержащих маломощные (0,1 м) кварцевые жилы с обильной вкрапленностью и тонкими (1–5 мм) линзовидными скоплениями серебра. Рудные минералы: пирарги-

рит, миаргирит, прустит, галенит, сфалерит, ванадинит, касситерит. Содержание серебра в штуфных и задирковых пробах составляет 0,05–1 %, то есть достигают 10 кг/т. Перспективы обоих проявлений не ясны [348, 111].

Яко-Янинский прогнозируемый оловорудный узел (4.1.5.Sn) находится юго-западнее Уджакинского узла. Площадь узла – 220 км² – сложена преимущественно терригенными нижнемеловыми отложениями журавлевской и ключевской свит, андезитами позднемелового синанчинского комплекса, прорванных гранитоидами баппинского и верхнеудоминского комплексов. На площади узла установлены три проявления (одно из них перспективное, два – с не ясными перспективами) и пункт минерализации олова. Все оловянные объекты расположены в рудовмещающих терригенных отложениях журавлевской свиты. Рудогенерирующей формацией является – лейкогранит-гранитовая верхнеудоминского и гранодиоритовая баппинского комплексов, а рудной – оловорудная силикатно-сульфидная. Оловянная минерализация локализована в кварц-серицититовых метасоматитах, тектонических брекчиях на лимонитовом цементе, окварцованных породах и кварцевых жилах. Рудные минералы: арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, касситерит и др. На рудопроявлении Яко-Яни оруденение носит многостадийный телескопированный характер с содержанием олова в рудных телах от 0,1 до 1,0 %, очень редко до 2 и 3,39 %. Прогнозные ресурсы кат. P₂ – 5 тыс. т олова [453, 264].

Удельная продуктивность оловорудной силикатно-сульфидной формации для металлогенических зон колеблется в пределах 3–7 т/км², для узлов соответственно 300–700 т/км² (Неженский, 2005). Исходя из этого, оцениваемые впервые прогнозные ресурсы олова при минимальных значениях q в 300 т/км² и коэффициенте подобия 0,5 кат. P₃ будут равны: (300 x 220 x 0,5) – 5000 = 28000 т.

Верхнеудоминский прогнозируемый оловорудный узел вне Буга-Коппинского вольфрамово-серебряно-оловорудного района (4.0.1.Sn) выделен в северной части Главной Сихотэ-Алинской (Лужкинской) минерагенической зоны, охватывая бассейны верхнего течения рек Верх.Удоми и Мули. Площадь узла – 430 км² – сложена нижнемеловыми (удоминская, ларгасинская, уктурская свиты и кабулинская толща) и верхнеюрскими (светлореченская толща) существенно терригенными отложениями, кислыми и средними вулканитами соответственно богопольского и самаргинского комплексов, прорванные интрузиями верхнеудоминского комплекса. В контурах узла выявлены три проявления, пункт минерализации олова и шлиховой ореол касситерита, проявление свинца и цинка.

Олово. Большинство рудопроявлений олова приурочены к зонам дробления в нижнемеловых терригенных отложениях, иногда – к зонам серицит-мусковит-кварцевых грейзенов в гранитоидах верхнеудоминского комплекса. Рудовмещающие формации – терригенная и лейкогранит-гранитовая, последняя является и рудогенерирующей. Рудная формация – преимущественно оловорудная силикатно-сульфидная. Рудные минералы: рутил, касситерит, пирротин, халькопирит, гидроокислы железа. Содержание олова в кварцевых жилах из зон дробления составляет 0,7–2,5 %, в грейзенах – 0,01–0,05 %, редко 0,3 % на мощность 0,4 м (в штуфных пробах – до 8,84 %).

Подсчет прогнозных ресурсов олова распространим только на площадь шлихового ореола – около 240 км². Удельная рудоносность касситеритовой силикатно-сульфидной формации для металлогенических зон колеблется в пределах 3–7 т/км², для узлов соответственно 300–700 т/км² (Неженский, 2005). Исходя из этого, оцениваемые впервые прогнозные ресурсы олова при минимальных значениях q в 300 т/км² и коэффициенте подобия 0,2, кат. Р₃ будут равны: $300 \times 240 \times 0,2 = 14400$ т, что соответствует выявлению на площади узла среднего месторождения олова.

Проявление свинца и цинка в вулканитах не перспективное [521, 22].

Восточно-Сихотэ-Алинская (Прибрежная) золото-молибденово-меднорудная минерагеническая зона (5.Сu,Мо,Au(Ag)/K₂-P)

Она расположена южнее Усть-Амурской минерагенической зоны, протягиваясь вдоль побережья Татарского пролива в юго-западном направлении шириной 40–120 км и совпадает с южным флангом Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса. Восточная часть зоны отличается низкой геологической и поисковой изученностью, из-за широкого распространения пострудных вулканитов кизинского, совгаванского, сизиманского и кузнецовского комплексов и не позволяет дать обоснованную схему детального минерагенического районирования. Юго-западная часть зоны перспективна в первую очередь на выявление медно-молибденовых месторождений порфировой формации, а также на золото-серебряное оруденение. В Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минерагенической зоне выделен один Верхнесамаргино-Коппинский прогнозируемый молибденово-вольфрамово-меднорудный район с тремя прогнозируемыми рудными узлами.

Верхнесамаргино-Коппинский прогнозируемый вольфрамово-молибденово-меднорудный район (5.1.Сu,Мо,W) сложен нижнемеловыми терригенными отложениями и полиформационными вулканоплутоническими ареалами разнообразного петрографического состава, которые в свою очередь перекрываются покровами базальтов совгаванской и кизинской свит. Район находится в юго-западной части минерагенической зоны и большей своей частью расположен во внешней зоне Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Эта часть пояса характеризуется наложением вулканогенных и магматических структур на складчатый фундамент, общим сокращенным разрезом вулканогенных и терригенных свит, широким развитием вулканоплутонических ассоциаций. И вулканиты, и интрузии (включая субвулканические) в комплексе представляют собой благоприятный в прогнозном отношении магматический фактор. Другой благоприятный фактор – тектонический (точнее, вулканотектонический) реализуется в образовании вулканотектонических структур. «Практически все известные в районе проявления полезных ископаемых расположены в пределах крупных нарушений – Бута-Аньюйской, Дагды-Пухинской и Оуми-Джаусинской сдвиговых зон, которые являются глубинными региональными магмо – и рудоконтролирующими. Наличие разломов с такими характеристиками являет-

ся непременным условием структурного контроля медно-порфирового, медно-молибденового и, возможно, золотого оруденения» [400].

Бюлений-Талеучинский прогнозируемый золото-меднорудный узел (5.1.1.Cu,Au) расположен в северо-западной части Верхнесамаргино-Коппинского рудного района и занимает площадь 340 км². Узел сложен преимущественно терригенными отложениями устьколумбинской, каталевской, ключевской, приманкинской и дивнинской свит нижнего мела, позднемеловыми вулканитами кислого и среднего составов приморской серии и синанчинской свиты. Нижнемеловые терригенные отложения прорваны гранитоидами хунгарийского комплекса, вулканогенные образования – интрузиями баппинского и прибрежного комплексов. На площади узла выявлено одно перспективное проявление меди (Ночное), одно проявление (Талеучинское) и пункт минерализации золота, а также пункт минерализации олова.

Медь. Для молибден-медного оруденения рудовмещающей формацией является терригенная (устьколумбинская свита). Важнейшей магматической структурой площади узла является Сандинское магматогенно-сводовое поднятие и Бюленийский вулкано-интрузивный локальный свод с одноименным интрузивным массивом в центре. Почти вся купольная структура массива и вмещающие породы подвержены площадному серицит-кварцевому метасоматозу. В пределах штокверка эоценовых гранит-порфиров шириной 200 м и длиной 600 м прослеживается зона грейзенизации со сближенными зонами прожилкового окварцевания мощностью 1–12,2 м и протяженностью до 400 м с молибден-медной минерализацией. Минеральный состав рудных тел: кварц (30–50 %), биотит (10–15 %), полевой шпат (5–20 %), халькопирит (3–10 %), борнит (3–10 %), ковеллин (до 4 %), пирит (1–5 %), сфалерит (до 1 %); отмечаются блеклые руды, молибденит, касситерит, вольфрамит, галенит, магнетит и вторичные минералы меди – малахит, азурит, медная зелень. Выделены интервалы шириной 4,0–6,0 м с содержанием меди от 0,1 до 2,2 % (среднее 0,6 %). Рудопоявление меди обладает рядом характеристик, сближающих его с типовыми медно-порфировыми объектами, но возможно, оно представляет собой переходный тип между собственно медно-порфировыми и медными жильно-прожилковыми месторождениями, что в Верхнесамаргино-Коппинском рудном районе отмечалось многими исследователями [264, 400, 458]. Прогнозные ресурсы меди проявления Ночное кат. P₂ оценены в 729 тыс. т при среднем содержании меди – 0,25 % [458].

Для медно-порфирового промышленного типа удельная рудоносность в металлогенических зонах в типовых геологических обстановках по Cu составляет $n \cdot 10\text{--}900 \text{ т/км}^2$, а удельная рудоносность рудных узлов на два порядка выше (Неженский и др., 2005). Наиболее вероятное среднее значение q для рудных узлов 10000 т/км^2 при коэффициенте геологического подобия $K = 0,5$. Тогда оцениваемые впервые прогнозные ресурсы меди по кат. P₃ будут равны $(10000 \times 340 \times 0,5) - 729000 = 971000 \text{ т}$.

Золото, серебро. Рудовмещающими формациями для золотого оруденения являются терригенная и риодацитовая, рудогенерирующая – лейкогранит-гранитовая. В песчаниках, в экзоконтакте интрузии палеогеновых гранитов в проявлении Талеучинском, отмечаются маломощные кварцевые прожилки молочно-белого кварца, содержащих от 0,01 до 5 г/т золота (в штуфных про-

бах) [454]. Прогнозные ресурсы золота категории P_2 рудопроявления меди Ночное оценены в 3,9 т (при среднем содержании 0,012 г/т), серебра – 3,6 тыс. т при среднем содержании 11 г/т [458]. Площадь узла в целом мало перспективная на выявление месторождений золота.

Для оценки прогнозных ресурсов кат. P_3 удельную продуктивность узла принимаем равной 50 кг/км^2 (наименьшее значение, рекомендуемое для прогнозных оценок рудных районов в вулканоплутонических поясах и областях ТМА) [Беневольский и др., 2002] и коэффициент геологического подобия $K = 0,5$. Тогда прогнозные ресурсы золота будут равны: $(50 \times 340 \times 0,5) - 3900 = 4600 \text{ кг}$ (округленно 5 т).

Таким образом, Бюлений-Галеучинский прогнозируемый рудный узел перспективен, в основном, на выявление месторождения меди медно-порфировой формации и является объектом I очереди освоения.

Верхнедагдинский прогнозируемый серебряно-золото-меднорудный узел (5.1.2.Cu, Au,Ag) занимает юго-западную часть листа в верховьях р. Дагды. Площадь узла – 620 км^2 – сложена нижнемеловыми терригенными отложениями ключевской, журавлевской, приманкинской и устьколумбинской свитами, вулканитами богопольского комплекса, перекрытыми базальтоидами совганской свиты. В пределах узла выявлено два проявления (Второй Заур и Саня), шесть пунктов минерализации золота, два проявления свинца и цинка (Сухое II и р. Дагды) и проявление меди (Сухое).

Золото. Золотая минерализация жильно-прожилкового типа локализована преимущественно в зонах дробления и милонитизации в нижнемеловых терригенных отложениях, реже в вулканитах богопольского комплекса. Рудовмещающей формацией для золотого оруденения является терригенная, рудогенерирующей – диорит-гранитовая. Рудные формации – золоторудная кварцевая и золоторудная сульфидная. Содержание золота – до 2,8 г/т в проявлениях и 0,1–0,8 г/т в пунктах минерализации.

При минимальной удельной продуктивности типовых золоторудных узлов в вулканоплутонических поясах и областях ТМА в 50 кг/км^2 [18] и коэффициенте геологического подобия $K = 0,5$ начальный МСП как и прогнозные ресурсы золота узла кат. P_3 будут равны: $(50 \times 620 \times 0,5) = 15500 \text{ кг}$ или 15,5 т.

Серебро. Прогнозные ресурсы серебра по кат. P_3 при условно принятом соотношении содержаний золота и серебра в рудах 1:80 составят $15,5 \times 80 = 1240 \text{ т}$.

Медь. Для молибден-медного оруденения рудовмещающей формацией служат терригенная и лейкогранит-гранитовая, последняя является и рудогенерирующей. Наиболее перспективным минеральным типом проявлений меди является медно-порфировый с молибденом. Медное оруденение приурочено к нескольким сильно минерализованным штокам лейкократовых гранитов, а также вмещающим породам и контролируется серией разрывных нарушений северо-восточного простирания. Для штоков характерны повышенная трещиноватость, милонитизация, зоны дробления и брекчирования. Минерализованные штоки и вмещающие породы интенсивно окварцованы и пропилитизированы с прожилково-вкрапленным оруденением. Выявлены десятки рудных зон мощностью 10–20 м. В рудных телах присутствуют халь-

копирит, молибденит, галенит, сфалерит, пирит и вторичные минералы меди и висмута. Руды по минеральному типу, в основном халькопиритовые и халькопирит-пиритовые. Содержание меди колеблется от 0,01 до 1,13 %, молибдена – 0,01– 0,37 %. Прогнозные ресурсы меди проявления (Сухое) кат. P₂ оценены в 1275 тыс. т [400].

По своим характеристикам описанное медное оруденение более всего сходно с медно-порфировым промышленным типом, для которого удельная рудоносность для металлогенических зон по Cu составляет $n \cdot 10-900$ т/км², для узлов – 1000–90000 [Неженский и др.,2005]. Принимая значения $q = 10000$ т/км² при коэффициенте подобия $K = 0,5$, тогда оцениваемые впервые прогнозные ресурсы меди по кат. P₃ будут равны $(10000 \times 620 \times 0,5) - 1275000 = 1825000$ т, что соответствует выявлению на площади узла крупного месторождения меди.

Верхнеботчинский прогнозируемый полиметаллически-вольфрамово-молибденоваторудный узел (5.1.3.Мо,W,Pb,Zn) расположен юго-восточнее Верхнедагдинского прогнозируемого узла. Площадь узла – 450 км² – охватывает кольцевую часть вулканоструктуры с эродированным ядром, насыщенным интрузиями мелового и палеогенового возраста. В строении узла принимают участие нижнемеловые терригенные отложения лужкинской, светловоднинской и кемской свит, широко развиты вулканиты богочольского комплекса. Образование фундамента и вулканиты прорваны многочисленными интрузиями баппинского и верхнеудоминского комплексов. В южной части узла все более древние образования перекрыты покровами базальтоидов кизинской и совгаванской свит. В пределах узла выявлено по одному проявлению золота, серебра и меди, одно проявление и два пункта минерализации свинца и цинка, два проявления молибдена, по одному пункту минерализации вольфрама и олова.

Молибден, вольфрам. Рудовмещающими формациями для молибденового и вольфрамового оруденения являются терригенная (нижнемеловые отложения кемской свиты) и лейкогранит-гранитовая, последняя является одновременно и рудогенерирующей. Рудная формация вольфрамит-кварцевая грейзеновая, молибденовая молибденит-кварцевая жильная. Молибденовое оруденение совместно с вольфрамовым размещается в экзоконтакте, либо в эндоконтакте массива гранитов баппинского комплекса и локализовано в зонах грейзенизированных и пропицитизированных пород. Рудные металлы: молибден, вольфрам, олово, медь. В грейзенах содержание молибдена, вольфрама, олова и меди составляет сотые и тысячные доли процента, максимальное содержание вольфрама – 0,1–0,3 %, в пропицитах установлено 0,01–0,2 % молибдена и вольфрама (проявление Ядау). В позднемеловых гранитах баппинского комплекса выявлен штокверк с кварц-сульфидными и кварц-флюоритовыми прожилками с содержанием молибдена и вольфрама в среднем 0,15–0,16 % (проявление Мои). Суммарные прогнозные ресурсы кат. P₂ по двум проявлениям составляют 530 тыс. т молибдена и 275 тыс. т вольфрама (Приложение 2) [400]. Удельную продуктивность площади узла можно грубо оценить в $530 : 450 = 1,18$ т/км² (для молибдена) и $275 : 450 = 0,61$ т/км² (для вольфрама). Так как, молибден-вольфрамовое оруденение проявлено только в гранитоидах баппинского комплекса на площади около 200км², то-

гда прогнозные ресурсы кат. P_3 будут равны для молибдена $1,18 \times 200 = 236$ тыс. т и для вольфрама – $0,61 \times 200 = 122$ тыс. т.

Свинец, цинк. В песчаниках и алевролитах светловоднинской свиты, прорванных гранодиоритами баппинского комплекса установлены три зоны кварц-турмалин-сульфидного состава с кварц-сульфидными жилами мощностью до 0,9 м. Содержание свинца составляет 12,2 %, цинка – 4,42 %, меди – до 0,4 % (проявление Граничное). Рудная формация медно-свинцово-цинковая. Прогнозные ресурсы проявления кат. P_2 в сумме составляют 225 тыс. т свинца и цинка (из них 174 тыс. т свинца и 51 тыс. т цинка) [400].

Прогнозные ресурсы кат. P_3 можно оценить по удельной рудоносности медно-свинцово-цинковой формации, для которой значения q в металлогенических зонах колеблются в пределах 10–200 т/км², а для узлов соответственно 1000–20000 т/км² (Неженский и др., 2005). Тогда прогнозные ресурсы свинца и цинка при удельной продуктивности в 2500 т/км² и коэффициенте геологического подобия $K=0,5$ составят: $(2500 \times 450 \times 0,5) - 225000 = 337\,500$ (округленно 337 000 т). При отношении содержаний свинца к цинку как 3:1, то прогнозные ресурсы свинца составят 225 тыс. т и 112 тыс. т цинка.

Токуинский золоторудно-россыпной узел (5.0.1.Au) расположен в северной части минерагенической зоны на площади 710 км². В пределах узла распространены нижнемеловые отложения приманкинской, каталевской, дивнинской, светловоднинской свит, относящихся к терригенной формации, а также верхнемеловые и эоцен-олигоценые вулканы самаргинского и сизиманского вулканических комплексов андезитовой и базальтовой формаций, слагающие вулканотектонические постройки. В незначительном количестве отмечаются покровы базальтов кизинской свиты, перекрывающие все более древние образования. Терригенные отложения вышеперечисленных свит и вулканогенные образования самаргинской свиты прорваны тремя фазами прибрежного, реже лейкогранитами верхнеудоминского комплексов. На территории узла выявлено 2 малых россыпных месторождений, 4 проявления (одно из них – россыпное) золота, 2 проявления свинца и 1 шлиховой поток касситерита. Золотое оруденение локализовано в нижнемеловых осадочных отложениях, относящихся к рудовмещающей формации. Рудогенерирующей формацией является, вероятно, лейкогранит-гранитовая. Рудные тела приурочены к зонам прожилкового окварцевания и в ряде случаев выражены как зоны сульфидно-вкрапленной минерализации. Оруденение относится к золоторудной кварцевой и золоторудной сульфидной формациям. Рудные минералы: пирротин (2-4 %), реже арсенопирит, халькопирит, пирит, сфалерит, золото. Содержание золота в рудных телах колеблется от 0,3 до 20,2 г/т, в одном случае до 40,5 г/т, серебра – 35,7 г/т. Необходимо отметить, что относительно высокие содержания золота (2,5 г/т) и серебра (172–292 г/т) выявлены в свинцово-серебряном проявлении Тоенку.

Площадь узла в целом мало перспективная. Суммарные запасы и ресурсы рудного и россыпного золота составляют 3,29 т (Приложение 2).

Прогнозные ресурсы категории P_3 рудного золота при ожидаемой удельной продуктивности узла 50 кг/км² (минимальное значение для типовых рудных узлов в вулканоплутонических поясах и областях ТМА [Беневольский и др., 2002] и коэффициенте геологического подобия $K = 0,5$ составят: $(50 \times 710$

$x \cdot 0,5) - 3290 = 14460$ кг (округленно 14,5 т). Прогнозные ресурсы серебра категории P_3 при условно принятом отношении $Au:Ag = 1 : 10$ будут равны: $14,5 \times 10 = 145$ т. Перспективы открытия новых россыпных месторождений золота узла незначительны.

Проявления свинца и цинка (Левобережье р. Тумнин и Тоенку) не перспективные. Полиметаллическая минерализация ($Pb - 0,13-2,7$ %; $Zn - 1-3$ %) приурочена к маломощным кварцевым и карбонатным жилам [461, 343].

Прогнозирование горючих полезных ископаемых в пределах материковой суши: Два пласта бурого угля мощностью 0,45 и 0,9 м установлены в одной скважине на глубине 150–160 м в Удыльской прогнозируемой угленосной площади (0.1.УБ), поэтому перспективы ее угленосности не представляют практического интереса.

Прямых признаков нефтегазоносности мало, так как район с этой точки зрения практически не изучался. Обосновать прогнозную оценку Кизи-Кадинской площади на выявление углеводородного сырья можно лишь на основе экспертной оценки комплекса косвенных признаков. Изучения битуминологических свойств пород апт-сеноманского комплекса показывают содержание Сорг. – 0,4 %, водородный индекс (HI) – 26, $\beta - 8,6$. Следует отметить, что породы с содержанием Сорг. – 0,4 % и выше считаются нефтематеринскими. На Сахалине содержание Сорг. в меловых породах составляет в среднем 0,4 % [Гладенков, 2002]. При проведении сейсморазведки попутно проводилась газовая съемка, в результате чего были установлены газовые аномалии. Анализ газа показал, что кроме метана присутствуют этан, бутан и изопропан. Кроме того, в ряде источников на северном берегу оз. Кизи установлены сероводород, метан, йод и следы брома, а в источнике на мысе Лазарева – следы тяжелых углеводородов. Площадь Кизи-Кадинского участка – около 1700 км², а прогнозные ресурсы могут составить порядка 30 млн т нефти и 70 млрд м³ газа [77].

Итак, в процессе минерагенических исследований установлено, что площадь материковой суши листа М-54 в целом имеет большой потенциал в отношении таких рудных полезных ископаемых как золото, олово, вольфрам, медь, молибден, бериллий, сурьма и др. Было выделено 15 прогнозируемых рудных узлов. Представляется, что перспективными могут быть мало изученные на глубину рудные узлы в зонах со слабо эродированными вулканическими структурами (Идоловский, Бюленей-Талеучинский, Верхнедагдинский, Верхнеботчинский, Окчо-Шелеховский), а также Ситогинский – в зонах прожилкового окварцевания, в терригенных отложениях которого отмечаются промышленные содержания золота. Все эти рудные узлы рекомендуются для продолжения прогнозно-поисковых работ первой очереди. На площадях рудных узлов: Березовском, Ларгасинском, Окчонском, Верхнеджаурском, Мунийском, Яко-Янинском, Яйском, Верхнедоминском поисковые работы предлагается продолжить во вторую очередь. Перспективы Кади-Потинского прогнозируемого узла на золото в пределах листа М-54 минимальные.

Хоккайдо-Сахалинская минерагеническая провинция

Месторождения и проявления различных видов минерального сырья Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции связаны с двумя минерагеническими эпохами: позднемеловой и кайнозойской. С позднемеловой минерагенической эпохой связаны месторождения и проявления каменного угля, проявления и пункты минерализации ртути по зонам меланжа, месторождения талька и известняков, пункты минерализации хрома и хризотил-асбеста, проявления поделочных камней. Кайнозойская минерагеническая эпоха является в районе наиболее продуктивной. Она характеризуется значительным спектром рудной минерализации, представленной золотом, ртутью, реже вольфрамом и пространственно связана с внедрением гранитоидов лангерийского комплекса. С палеогеновым и неогеновым этапами связаны все известные на площади месторождения и проявления углеводородов, месторождения и проявления угля в угленосных образованиях каменной, нижнедудьской, снежинкинской, дагинской и верхнедудьской свит. С кварталом – месторождения торфа и формирование золотоносных россыпей.

В пределах островной суши выделены: **Северо-Сахалинский нефтегазоносный с бурым углем бассейн палеоген-неогенового возраста**, включающий в себя *Нышскую зону нефтегазонакопления (8.0.1 Н, Г, УБ)*, совпадающую по оконтуриваемым границам с *Виэхтинским узлом угленакопления, Вал – Дагинский (8.0.2 УБ), Нышский (8.0.3 УБ) и Адо-Тымовский (8.0.4 УБ) узлы угленакопления*; **Западно-Сахалинский каменноугольный бассейн мел-палеогенового возраста с Камышевым узлом угленакопления (9.0.1 УК)**, **Центрально-Сахалинский каменнобуроугольный бассейн мел-неогенового возраста с Армудано-Онорским (10.0.1 УК) и Побединским (10.0.2 УК) узлами угленакопления.**

В пределах провинции выделена **Рукутама-Армуданская ртутно-вольфрамо-золоторудная минерагеническая зона палеоген-неогенового возраста**, включающая **Лангерийский золоторудно-россыпной район (11.1 Аи)**, в состав которого входят установленный **Лангерийский золоторудно-россыпной узел (11.1.1 Аи)** и **Рукутамский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (11.1.2 Аи)** и **Палевский прогнозируемый золото-вольфрамо-сурьмяно-ртутнорудный узел (11.01 Нг, Аи).**

В размещении полезных ископаемых определяющее значение имеют региональные и локальные рудоконтролирующие факторы, из которых основные – литологический, стратиграфический (нефть, уголь, торф), метаморфический, тектонический, геоморфологический и, в меньшей мере, магматический (хром).

Для залежей углеводородов наиболее важными рудоконтролирующими факторами являются литологический, стратиграфический и тектонический. Залежи по типу ловушек относятся в основном к пластово-сводовым и тектонически-экранированным, реже они приурочены к поверхностям стратиграфических несогласий.

Для ртутной листовитовой формации рудо локализуемыми являются системы взбросов и надвигов, определяющих праводвиговые зоны. Таковые достоверно известны на Светловском проявлении.

Рудовмещающими определены отдельные нарушения и локальные структуры, вмещающие рудные тела или рудную минерализацию.

В верхнелангерийском метаморфическом комплексе фактором контроля является неоднородное строение отдельных частей комплекса.

Магматический фактор непосредственной связи с локализацией золотого оруденения не имел. Более тесные пространственно временные связи с оруденением, по крайней мере, золото-сульфидно-кварцевого типа, обнаруживает только II фаза лангерийского плутонического комплекса. Субвулканические образования оленереченского андезитового вулканического комплекса связаны с эпитермальным оруденением золоторудной малосульфидной формации. Хромитовое оруденение связано с гипербазитами.

К метаморфическим факторам контроля отнесены зоны максимальной структурно-вещественной переработки первичных пород, представленные телами бластотектонитов по различным литотипам верхнелангерийского комплекса. Мафитовые и ультрамафитовые породы зон полимиктового меланжа в условиях интенсивного метаморфизма претерпели оталькование с преобразованием отдельных тел в талькиты. В качестве метаморфогенного фактора допустимо рассматривать весь слюдяно-кварцевый подкомплекс, являющийся возможным локализатором прогнозируемого оруденения золотоносной черносланцевой формации.

Тектонические факторы контроля наиболее многообразны и являются определяющими в размещении полезных ископаемых.

Для ртутной листовитовой формации рудовмещающими являются узлы сопряжения отдельных взбросов и надвигов с рудоподводящими разломами либо сами взбросо-надвиговые структуры. В первом случае взбросы и надвиги играют роль экрана и формируют линзовидные, гнездообразные тела. Во втором случае положение рудных тел определяется сложностью строения надвиговой структуры и распределением в ней наиболее благоприятных литотипов – локализаторов оруденения.

Для золотоносной черносланцевой и золоторудной кварцевой формации выделяется два типа рудолокализирующих структур: взбросы и надвиги с телами катаклазитов, брекчий, бластокатаклазитов и кварцево-жилково-прожилковые пучки или отдельные жильно-прожилковые зоны с единичными, сближенными жилами и линейными микроштокверками. Оруденение локализуется в первом случае на участках ветвления, искривления, сопряжения рудовмещающей структуры и во втором – в участках усложнения внутренней структуры жильно-прожилковой зоны (расщепление, сужение, искривление) и при осложнении ее интратрудными взбросо-надвиговыми подвижками.

В числе геоморфологических факторов выделены элементы рельефа, влияющие либо обуславливающие формирование и размещение россыпных месторождений золота. К ним отнесены современные речные долины, вмещающие все известные крупные и мелкие русловые россыпи золота.

Таким образом, рудная минерализация локализована при участии нескольких рудоконтролирующих факторов и благоприятном их сочетании, что привело к формированию рудоносных зон и рудных тел.

Профилирующими полезными ископаемыми района являются нефть, уголь и золото. Ниже приводится краткая характеристика и оценка перспек-

тив выделенных минерагенических подразделений - от бассейнов до перспективных площадей.

Все нефтегазоперспективные территории острова относятся к Северо-Сахалинскому нефтегазоносному бассейну. В свою очередь он подразделен на нефтегазоносные (НГЗ) и прогнозируемые нефтегазоносные зоны (ПНГЗ). Они выделяются как автономные (или субавтономные) углеводородные системы, по генерации и аккумуляции.

По степени перспективности НГЗ и ПНГЗ подразделены на 5 групп [221]:

высокоперспективные I категории с плотностью начальных суммарных ресурсов УВ – более 100 тыс. т/км²;

высокоперспективные II категории – 30-100 тыс. т/км²;

перспективные – 10-30 тыс. т/км²;

малоперспективные – менее 10 тыс. т/км²;

с невыясненными перспективами.

По соотношению разведанных геологических запасов нефти и газа Северо-Сахалинский

бассейн относится к нефтегазоносным с преобладанием доли нефти (на суше 80% нефти от общих запасов нефти и газа).

Угленосные районы объединены в Сахалинскую угленосную область. Выделены 3 угленосных бассейна: Северо-Сахалинский, Западно-Сахалинский, и Центральнo-Сахалинский. Разведанные и предварительно оцененные запасы составляют около 15% общих ресурсов, что свидетельствует о довольно высокой степени изученности сахалинских углей. Промышленная угленосность связана с отложениями верхнего мела, палеогена и неогена, приуроченными к Западно-Сахалинскому и Тымь-Поронайскому прогибам.

Общая тенденция развития угольной промышленности Сахалина заключается в наращивании мощностей по добыче угля открытым способом, преимущественно малыми нетиповыми разведками (мощностью до 150-250 тыс. т в год) максимально приближенными к районам потребления топлива (80% от общей добычи).

Северо-Сахалинский нефтегазоносный с бурым углем бассейн (8 Н, Г, УБ/Р₃-N₂)

Северо-Сахалинский нефтегазоносный бассейн - основной нефтегазоносный район Сахалина. На территории листа он располагается своей южной оконечностью и охватывает также площади Северного угленосного района, включающего *Виахтинский, Вал-Дагинский, Нышский и Адо-Тымовский узлы угленакопления*. В его пределах в олигоцене-миоцене формировались кремнисто-диатомитовая и полимиктовая глинисто-песчаная формация (даехуриинская и уйнинская свиты). Среднемиоценовые дагинская и верхнедуйская свиты угленосны, а на них залегают глинисто-алеврито-песчаные сероцветные отложения окобыкайской и нутовской свит. Промышленная нефтегазоносность на территории листа связана с породами окобыкайской свиты; открытые *Верхне-Нышское и Западно-Татамское газоконденсатные и Верхне-Татамское нефтегазоконденсатные месторождения* объединены в *Центральную зону нефтегазонакопления (8.0.1 Н, Г, УБ)* с прогнозными ресурсами (D₂) в количестве 3 млн. т. у. т, контуры которой (по поверхности) совпадают с таковыми Виахтинского узла угленакопления, наиболее перспек-

тивного в отношении выявления промышленной угленосности. Угленосность его связана с отложениями нутовской свиты. Выявлено 12 пластов бурого угля из которых 7 являются рабочими. Угли среднезольные (17%), малосернистые (0,3-0,5%), с высокой теплотой сгорания (27-29 МДж/кг). Прогнозные ресурсы (P_3), подсчитанные до 1500 м, составляют 2315 млн. т, а пригодные для открытой отработки (интервал глубин 0-50 м) – 68 млн. т [221, 342]. Площадь Виахтинского узла угленакопления изучена слабо и рекомендуется в качестве первоочередного объекта для постановки поисковых работ на выделение участков под открытую отработку. Объектом второй очереди может служить площадь *Вал-Дагинского узла угленакопления*, где прогнозные ресурсы (P_3) под открытую отработку составляют 33 млн. т [221, 342].

Перспективы наращивания промышленной нефтегазоносности бассейна связаны, в первую очередь, с песчаниками дагинской свиты, экранированными глинистыми отложениями окобыкайской свиты, представляющей собой региональную покрывку. Бассейн весьма перспективен для выявления новых месторождений нефти, газа, угля, жидких руд йода, брома.

Высокую нефтегазоносность Северо-Сахалинского минерагенического бассейна определяют:

- а) весьма значительная мощность (до 10-11 км) неогеновых отложений;
- б) наличие в основных нефтегазоносных комплексах неогена мощных систем пластовых резервуаров с оптимальным соотношением коллекторов и флюидоупоров, находящихся в оптимальной катагенической зоне;
- в) сравнительно невысокий уровень эрозии отложений структурных ловушек, что создает условия сохранности углеводородов (УВ).

Западно-Сахалинский минерагенический бассейн (9 УК, УБ/ K_2 - N_1)

Западно-Сахалинский минерагенический бассейн лишь в альбское время может быть охарактеризован как раннегеосинклинальный (буюклинская и самохинская свита), так как альб-сеноманская побединская свита отчетливо флишевая, а более поздние тымовская, быковская и красноярковская свиты относятся к полимиктовой глинисто-песчаной формации, которая на севере замещается паралической угленосной (арковская и жонкиерская свиты). С этими отложениями связаны промышленные месторождения и проявления коксующихся углей каменноугольной формации, которые в настоящее время не разрабатываются. Как позднегеосинклинальные могут рассматриваться палеоцен-эоценовые молассоидные, угленосные и полимиктовые глинисто-песчаные формации каменной, нижнедуйской, снежинкинской и среднемиоценовой верхнедуйской свит, с которыми связаны промышленные месторождения каменных углей. В его составе выделен *Камышовый узел угленакопления* с прогнозными ресурсами (P_3) 142 млн. т (до глубины 1500 м) и 5 млн. т (до глубины 50 м), который при необходимости за счет средств инвестора может служить объектом для поисково-оценочных работ на участках, пригодных для открытой отработки [342].

Перспективы освоения на Сахалине месторождений угля связаны на территории листа с *Александровским и Узлегорским угленосными районами*,

входящими в состав Западно-Сахалинского минерагенического бассейна [342].

В *Александровском каменноугольном районе*, занимающим северную часть Западно-Сахалинского бассейна, выявлено 18 месторождений, в том числе среднее по запасам и детально разведанное месторождение с запасами до 140 млн. т (Мгачинское). Уголь каменный, переходной марки от длинно-пламенных к газовым, хорошего качества. Увеличение объемов добычи и экспорта угля, создание новых рабочих мест связаны с инвестиционным проектом развития *Мгачинского месторождения*. Основные задачи проекта: строительство шахты для добычи угля подземным способом, достижения уровня подземной добычи до 2 млн. т в год, осуществление экспортных поставок угля в страны Азиатско-Тихоокеанского региона.

Углегорский каменнобуроугольный район (составляет центральную часть минерагенического бассейна) – основной угледобывающий район. Известно 22 месторождения и проявления. В качестве перспективных для инвесторов рассматриваются шесть участков с запасами от 2 до 30 млн. т: «Каменский-Южный», «Поле шахты Бошняково», «Северный-1» Лесогорского каменноугольного месторождения; «Центральный» – Солнцевского буроугольного месторождения, «Глубокий 1, 2» поля шахты Ударновская. Состав углей разнообразный – от каменных марок до бурых.

По качеству и разнообразию марочного состава углей, их запасам и простоте гидрогеологических условий сахалинские месторождения справедливо считаются лучшими на Дальнем Востоке.

Центрально-Сахалинский каменно-буроугольный бассейн (10 УК, УБ /К₂-N₂)

Центрально-Сахалинский бассейн территориально приурочен к Тымь-Поронайской низменности и включает в себя ряд узлов угленакопления. В его строении участвуют палеоген-четвертичные отложения, а промышленная угленосность связана с миоценовыми образованиями верхнедуйской свиты.

Наиболее перспективен на выявление новых месторождений каменного и бурого угля и карьеров для открытой отработки *Побединский узел угленакопления (10.02)*, протягивающийся на 100 км в междуречье Онор – Леонидовка. Мощность угольных пластов от 1 до 15 м. Угли высокозольные (20-40%), с большим выходом летучих компонентов (40%), влажность 8%, малое содержание серы и высокая теплота сгорания (30 мДж/кт). Выделены ряд участков, на которых уголь разрабатывается открытым способом. Прогнозные ресурсы (P₃) до глубины 1500 м составляют 178 млн. т, для открытой отработки (в интервале 0-50 м) 5 млн. т P₁ [342].

Проведенное поисковое и параметрическое бурение установило зоны с повышенным содержанием углеводородов в среднемиоценовых отложениях, но на всем интервале от нижнего до верхнего миоцена не обнаружено проницаемых пластов. Перспективы обнаружения залежей углеводородов связаны с выявлением древних вдольбереговых барьерных островов и баров. В бассейне могут быть выявлены новые месторождения каменных и бурых углей

и, возможно, углеводов, на что указывают многочисленные нефте- и газопроявления.

Хорошие перспективы имеет *Армудано-Онорский узел угленакопления* (10.01).

Учитывая значительное распространение торфяников на исследованной территории и перспективы их широкого применения в разнообразных отраслях промышленности и сельском хозяйстве (в качестве абсорбента для охраны окружающей среды; при изготовлении теплоизоляционных плит с целью изоляции трубопроводов, строительных конструкций зданий и сооружений; как подстилочный материал в животноводстве; для мульчирования почв с целью их предохранения от быстрого высыхания и переувлажнения; для приготовления туфшелочных реагентов, используемых при проведении буровых работ: для приготовления связующего вещества при брекчировании каменноугольной мелочи и как топливо в естественном виде) перспективны для разведки и последующей разработки за счет средств недропользователей наиболее крупные месторождения – Оленье, Тарайка, Окуто.

Рукутама-Армуданская минерагеническая зона (11. Au, W, Hg /P-Q)

Рукутама-Армуданская минерагеническая зона расположена в центральном фрагменте листа протягиваясь в субмеридианальном направлении от южной части Восточно-Сахалинских гор до Таулан-Армуданской и Мало-Тымовской горных гряд.

В Рукутама-Армуданской минерагенической (11 Au, W, Hg/P-Q) зоне в пределах *Лангерийского золоторудно-россыпного района* – 11.1 Au (1800 км²) выделено два золоторудно-россыпных узла (РРУ): *Лангерийский* – 11.1.1 Au (W, Hg) (790 км²) и *Рукутамский прогнозируемый* – 11.1.2 Au (340 км²).

На площади в пределах вышеописанных таксонов выявлены многочисленные проявления и пункты минерализации золота, месторождения полезного ископаемого представлены россыпями.

Основные выявленные проявления Лангерийского золотоносного района – *Горбушинское* золоторудной кварцевой формации, *Незаметное*, *Забывтое*, *Фестивальное*, *Запывкинское* – золотоносной черносланцевой формации; *Гуж* – золоторудной малосульфидной.

Структурную позицию Лангерийского и Рукутамского рудных узлов определяют ансамбль региональных элементов: зона регионального термодислокационного метаморфизма, осложненная зонами син- и постметаморфических разрывных нарушений.

Лангерийский и Рукутамский блоки метаморфических сланцев сложены породами мел-палеогенового верхнелангерийского зеленосланцевого метаморфического комплекса, разделенного на три подкомплекса (черносланцевый, слюдяно-кварцевый и зеленосланцевый), в пределах которого находятся все известные россыпи золота.

Зональное строение *Лангерийского рудного узла* подчеркивается выходами пород Лангерийского плутонического гранодиоритового комплекса, представленным в центральной части рудного узла Лангерийским массивом (Лангерийская вулcano-купольная структура) и Вальзинским массивом (Вальзин-

ская вулcano-купольная структура) на севере. Его структура расшифровывается как совокупность тектоно-пар: фронтальных надвигов этапа динамометаморфизма и взбросов, сбросов – этапа внедрения гранитоидного массива. С первыми связано оруденение золото-альбит-кварцевого, со вторым – золото-кварцевого малосульфидного минеральных типов.

В пределах рудного узла выделено 36 проявлений и пунктов минерализации золота.

Основное золото сконцентрировано в кварцевых жилах. Содержание его в тонких (сантиметры, первые десятки сантиметров) прожилках достигает 52 г/т. В более мощных (до 3-х метров) жилах, типа Горбушинской, содержание на мощность не превысило первые г/т. В системах жил с густотой 5-10 прожилков на 1 м, образующих микроштокверки, содержание золота на совокупную мощность достигает 10 г/т.

На площадях Лангерийского ЗРРУ рекомендуется постановка поисковых работ первой очереди.

Южная часть *Рукутамского рудного узла* в большей части ограничена делювиально-пролювиальным шлейфом четвертичных образований мощностью до 40 м. Северо-восточная граница его проходит по зоне взброса северо-западного простирания. Западная граница совпадает с меридиональным сбросом контролирующим положение щелевидного грабена, отделяющего его от Лангерийского рудного узла. На востоке рудный узел ограничивается меридиональным сбросо-надвигом.

В структурно-вещественном плане отчетливо различаются син- и пострудные нарушения. Синрудные нарушения С-3 направления, фиксируются зонами брекчирования и катаклаза с системой оперяющих, более мелких трещин, телами кварц-хлорит-серицит-гидрослюдистыми метасоматитов и дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диорит-порфиристов, кварцевых диорит-порфиристов (лангерийский гранодиоритовый комплекс плутонический, вторая фаза). Пострудные – системой сбросов и взбросов северо-западного до субширотного направления, смещающих первые.

В общем контуре узла известны мелкая промышленная аллювиальная россыпь, Запивкинское золоторудное проявление, контрастные до 100 знаков золота делювиальные шлиховые ореолы и ряд пунктов минерализации с содержанием золота до нескольких десятков г/т в кварце и кварцевых метасоматитах в ассоциации с серебром, мышьяком, вольфрамом.

На площади Рукутамского ЗРРУ рекомендуется постановка поисковых работ второй очереди.

При проведении ГДП-200 [265] впервые оценивались ресурсы Лангерийского и Рукутамского ЗРРУ площадью 790 км² и 340 км² соответственно, при этом учитывалось, что ресурсы Рукосуевского рудного поля площадью 58 км², входящего в состав Лангерийского и ресурсы Запивкинского рудного поля, входящего в Рукутамский узел площадью 7 км² оценены по категории Р₂ (рудные поля в масштабе карты не показаны). Расчет ресурсов проводился по формуле: $Q_x = S \times C \times K_p \times K$; где Q_x – прогнозные ресурсы руды, металла (т), S – площадь оцениваемого объекта (км²), C – удельная площадная продуктивность эталонного объекта (т/км²), K_p – коэффициент надежности прогноза (сходства объектов), K – понижающий коэффициент, учитывающий разницу

между удельной площадной продуктивностью разноранговых минерагенических объектов. Ресурсы по категории P_3 составили: $(790-58) \times 0,831 \times 0,87 \times 0,15 = 79,4$ т – для Лангерийского и $(340-7) \times 0,831 \times 0,48 \times 0,2 = 27$ т – для прогнозируемого Рукутамского рудных узлов. Паспорта объектов утверждены ВСЕГЕИ в 2010 г.

Россыпная золотоносность характеризуется следующими особенностями:

Все без исключения россыпи приурочены к тектоническим блокам метаморфических сланцев зеленосланцевой фации метаморфизма и практически не выходят за пределы их распространения.

Богатство россыпей находится в прямой зависимости от уровня вреза долин водотоков в толщу метаморфических сланцев. Наиболее богатые россыпи приурочены к выходам или полям развития пород слюдяно-кварцевого подкомплекса.

Поля распространения контактовых роговиков и образований зеленосланцевого подкомплекса низкопродуктивны для формирования россыпей

Поверхности выравнивания, развитые на породах слюдяно-кварцевого подкомплекса, потенциально перспективны на обнаружение россыпей кор выветривания.

Золотоносные россыпи района, в большинстве отработанные, не утратили еще своего важного промышленного значения. Свидетельством тому – регулярное приращивание балансовых запасов за счет доразведки и переоценки известных россыпей. В первую очередь перспективным следует считать Лангерийский район, где ежегодно можно приращивать несколько сотен кг, что будет обеспечивать работу действующей здесь артели. Прежде всего, заслуживают внимания техногенные россыпи и ранее не полностью отработанные россыпи, включая ложковые и делювиально-пролювиальные. Вполне реально выявление новых террасовых россыпей, особенно в тех местах, где террасы не выражены или слабо выражены в современном рельефе, в том числе в районах традиционной золотодобычи.

Другой немаловажный резерв – это забалансовые блоки, рентабельность обработки части которых доказана практикой.

Третий дополнительный резерв – россыпи, которые по ряду причин принято считать как объекты с неподтвержденными запасами.

Основные фактические данные, которые свидетельствуют о достаточно высоких перспективах района на выявление промышленных золоторудных месторождений, следующие [2]:

Достаточно широкое распространение благоприятных для рудообразования метаморфизованных толщ черносланцевой формации (Майское – на Чукотке, Маломыр – в среднем Приамурье, Наталкинское – в Магаданской области). Согласно общемировым данным, это наиболее высокопродуктивная, как в отношении россыпей золота, так и золоторудных месторождений, формация. В бассейне р. Лангери химический состав этих пород типичен для высокопродуктивных отложений этого типа: калий-натриевый тип исходной геохимической специализации, преобладание FeO над Fe_2O_3 , наличие существенной примеси $C_{орг}$ (1,5-2,5%), наличие осадочно-диагенетических и осадочно-гидротермальных сульфидов (пирит), повышенный исходный кларк золота (4-10 мг/т и более).

Благоприятная – зеленосланцевая степень метаморфизма этих отложений, высокая степень дислоцированности и рассланцевания, наличие благоприятных пликативных структур – флексуорообразных изгибов и периклинальных погружений: синскладчатых, позднескладчатых и постскладчатых разрывов.

Зональное распределение (в плане) различно фациальных метаморфических и метаморфогенно-метасоматических образований.

Широкое распространение и повышенное развитие метаморфогенно-метасоматических и сопряженных, но более поздних, собственно гидротермально-метасоматических постмагматических образований – кварцсерицитовых, кварц-альбит-мусковитовых, сопровождающихся образованием золотосодержащих кварцевых и кварцево-альбитовых жил и прожилков.

Интрузии гранитоидов, завершающие процесс метаморфизма и усиливающих его, пространственно тесно связаны с рудообразованием.

Достаточно высокая удельная золотоносность россыпей (до 0,3 тонны на пог. км долины) и суммарные запасы. Согласно произведенным подсчетам, из россыпей в Лангерийском золотоносном районе было добыто в общей совокупности около 10 тонн металла. Вдвое больше осталось в техногенных образованиях и целиковых участках. Общий потенциал, таким образом, порядка 30 тонн. В россыпях, как показывает международный опыт, накапливается в среднем 10% от того количества металла, которое находится в эродированных коренных источниках. Следовательно, в эродированных частях было порядка 300 тонн. Эрозионный срез по Лангерийскому золоторудно-россыпному району можно оценить не более как среднерудный. То есть можно считать, что в коренных источниках осталось, по меньшей мере, столько же, сколько было эродировано – 300 тонн золота. В соответствии с этим общие прогнозные ресурсы по рудному золоту в Лангерийском районе можно оценивать этой цифрой – порядка 300 тонн. Можно полагать, что примерно половина из них окажется нерентабельной для отработки из-за низкого содержания. Остается 150 тонн.

Устанавливаются и более локальные данные, свидетельствующие о повышенной перспективности района в отношении возможности выявления промышленного золотого оруденения: а) наличие благоприятных потенциальных высокопродуктивных морфоструктур центрального типа метаморфогенного и плутоногенного генетических типов; б) узлов пересечения в их пределах различно ориентированных разломов и зон повышенной трещиноватости; в) установленных протяженных зон сближенного развития кварцевых жил и прожилков линейно-штокверкового типа; г) слабая окатанность россыпного золота в целом ряде случаев, сростание его с неокатанным кварцем; д) существенное, вплоть до повышенного (1-2%) содержание золотоносных сульфидов (пирита, арсенопирита) в породах.

Особо обращает на себя внимание наличие в россыпях Лангерийского золоторудно-россыпного района существенного количества (до 20-35% и более) тонкого мелкого золота ноздревато-пористого строения – типоморфного для зон кварцево-сульфидного оруденения прожилково-вкрапленного типа, часто имеющего крупные запасы. Оно, с одной стороны, указывает на значительные потенциал техногенных россыпей, с другой – на наличие прожилково-вкрапленного оруденения, обычно весьма перспективного. В районе, оче-

видно, развито два типа золотоносной минерализации: кварцево-жильно-прожилковое и золото-сульфидное во вмещающих породах. Это позволяет надеяться на выявление участков, где имеют развитие оба типа минерализации, наиболее перспективные на крупнообъемное оруденение.

В целом, исходя из совокупности имеющихся фактических и общих металлогенических данных, Лангерийский золоторудно-россыпной район, можно оценивать как перспективный на выявление рентабельных для отработки золоторудных месторождений и в т.ч. крупных.

На северо-западном окончании зоны выделен *Палевский прогнозируемый золото-вольфрамо-сурьмяно-ртутнорудный узел (11.0.1)*, который при улучшении конъюнктуры рынка для приращения и освоения запасов ртути Сахалинской области может рассматриваться в качестве наиболее перспективного объекта на выявление комплексного оруденения с прогнозными ресурсами (P_3) в тоннах: Hg-1896, Au-1,3, W-146, Sb-2771 [221]. Рудные тела представлены минерализованными брекчиями и жилами, реже микрошто-кверками гнездово-вкрапленных, реже массивных киноварных, (киноварь)-антимонитовых и (киноварь)-шеелитовых руд и содержат Au (до 5 г/т); они выявлены предшественниками [342] в пределах Палевского рудного поля (38 км²) и в совокупности с золото-серебряной минерализацией Корчевка-Укладенского грабена и золотой (ртуть, вольфрам, сурьма) минерализацией Срежной к северу Мало-Тымовской гряды позволяют отнести Таулан-Амуданскую гряду, (включающую Палевское рудное поле) к первоочередным объектам для потенциальных инвесторов, значимость которого может быть связана не только с рутными, но также с золото-серебряными, сурьмяными и вольфрамовыми рудами. Для лицензирования при улучшении рыночной конъюнктуры ртути необходимо за счет инвестиционных средств провести следующие работы: ревизионно-опробовательские, поисково-оценочные (10 км²) и поисковые (110 км²); тематические исследования взаимосвязей, поисковых признаков и критериев прогноза Hg, W, Sb, Au, Ag руд.

С процессами метаморфизма и гранитоидным магматизмом, с пространственно и генетически тесно связанным метаморфическим комплексом, ассоциируется оруденение черносланцевой и золоторудной кварцевой формации, а с андезитовым вулканическим комплексом щелевидного грабена – оруденение золоторудной малосульфидной формации. Решающую роль в формировании россыпей играют золотоносная черносланцевая и золоторудная кварцевая формации.

Япономорская нефтегазоносная провинция (НГПр)

Япономорская НГПр разделяется на Западно-Сахалинскую нефтегазоносную область (НГО) и Южно-Татарскую перспективно нефтегазоносную область (ПНГО). Первая включает прибрежную территорию Западного Сахалина и большую часть Татарского пролива (за исключением западной части пролива, примыкающей к матерiku), вторая (Южно-Татарская) располагается, в основном, в южной глубоководной части Татарского пролива и северной части Японского моря.

Западно-Сахалинская НГО (6.Н,Г\Р-Н)

Западно-Сахалинская НГО по строению и составу осадочного чехла разделена на несколько нефтегазоносных районов (НГР). В пределы акватории листа М-54 попадают **4 района: Северо-Татарский, Лесогорско-Александровский, Ламанонский и Красногорский**. Северо-Татарский, Лесогорско-Александровский и Ламанонский НГР в целом соответствуют Северо-Татарскому суббассейну; Красногорский район в пределах листа М-54 включает небольшой участок присахалинского шельфа Южно-Татарского суббассейна.

Нефтематеринские свиты. Западно-Сахалинский бассейн обладает значительным осадочным чехлом, мощность которого на акватории достигает 5-7 км и более. Он сложен разнообразными по вещественному составу и генезису породами. Богатые нефтематеринские отложения здесь отсутствуют, но каждый из присутствующих комплексов внес свой вклад в нефтегазообразование.

Меловые и палеогеновые отложения изучены на прилегающей суше. Они содержат достаточно мощные толщи темноцветных аргиллитов-алевролитовых толщ морского генезиса. Модальные содержания Сорг в них обычно не превышают 0,5-0,6%. Органическое вещество относится к смешанному типу. Степень преобразованности этих пород в Александровском и Углегорском районах колеблется от МК₁ до МК₄ (Ro - 0,56-1,12%), преобладают остаточные битумоиды. Более низкими геохимическими показателями характеризуются вулканогенно-осадочные олигоцен-нижнемиоценовые отложения.

Более значительный интерес представляют геохимические параметры средне-верхнемиоценовых отложений, так как они имеют широкое развитие на шельфе и их мощность в прогибах – предполагаемых очагах нефтегазообразования – достигает 5-6 км. В основании этого комплекса залегают континентальные и мелководно-морские породы углегорского ССК. По данным анализов пород из морских скважин установлено обогащение пород ОВ: Сорг 1,2-3% (Старомаячинская и Красногорская площади). Исходный тип ОВ – в основном III типа, степень преобразованности (МК₁-МК₂; Ro-0,51-0,71%) отвечает уровню нефтяного окна. Степень битуминизации ОВ (3-10%) свидетельствует о процессах новообразования углеводородов. Это заметно в разрезе Ильинской морской площади повышением доли масел, а в их составе рост средне- и низкомолекулярных алканов. Толщю можно отнести к нефтепроизводящим, которая в условиях верхней зоны «нефтяного окна» продуцирует как жидкие, так и газообразные ОВ, с обладанием последних /5/.

Курасийский ССК, вскрытый морскими скважинами, характеризуется повышенным содержанием РОВ и битуминозных компонентов. Средние значения Сорг составляют в кремнистых аргиллитах Старомаячинской и Ильинских площадей 1,1-1,2%. Для этих пород характерны повышенные концентрации битуминозных компонентов (до 0,2%). Значения битумоидного коэффициента варьирует в широких пределах (2-39%), что свидетельствует о разных типах битумоидов. Повышенные содержания масел (до 60%) также являются показателем новообразования и перераспределения битумоидов. В ОВ курасийских отложений преобладают сапропелевые компоненты (кероген типа II) и повышенные значения углеводородного потенциала (HI = 380-560 кг УВ/т породы). Генераци-

онный потенциал пород изменяется от 0,6 до 13,5 кг УВ/т породы, в среднем составляя 1,5-2 кг УВ/т породы. Это соответствует нефтематеринским породам как с повышенным, так, и, главным образом, средним нефтематеринским потенциалом. Катагенетическая зрелость курасийских отложений в изученных скважинах не достигает уровня ГЗН (T_{\max} 411-419°C), но, вероятно, в центральных частях прогибов, где эти отложения погружены на глубины до 4 км, они достигают уровня «нефтяного окна». Нефтеобразование из кремнисто-глинистых пород подтверждается нефтепроявлениями в курасийских и вышележащих отложениях в морских и береговых скважинах.

Анализ показывает, что верхнемеловые и палеоген-нижнемиоценовые толщи, имея сравнительно низкий нефтегенерационный потенциал, но, обладая значительными мощностями, могли внести существенный вклад в образование УВ. На большей части акватории они уже реализовали свой генерационный потенциал. Роль этих толщ, вероятно, сводится к образованию газообразных УВ и как флюида, способствующего реализации нефтематеринского потенциала вышележащих толщ. Среднемиоценовые же кремнисто-глинистые толщи характеризуются повышенным нефтематеринским потенциалом, в осевых частях прогибов они находятся в ГЗН и относятся к категории нефте- и газопроявляющих.

Наиболее крупными очагами нефтегазообразования являются Тернейский, Ламанонский, Лесогорский и Александровский прогибы.

Нефтегазоносные комплексы и резервуары. В пределах акватории листа М-54 основные перспективы нефтегазоносности связываются со средне-верхнемиоценовыми отложениями, хотя нельзя исключить формирование залежей УВ и в подстилающих вулканогенно-осадочных отложениях, широко распространенных на рассматриваемой акватории.

В целом, средне-верхнемиоценовые образования составляют единую нефтегазовую систему, но могут быть подразделены на углегорско-курасийский и маруямский нефтегазоносные комплексы (НГК). К обоим НГК в пределах исследуемой акватории и прилегающей территории приурочены нефтегазопроявления, маруямский комплекс газоносен.

Углегорско-курасийский НГК объединяет континентальные угленосные и морские отложения. Мощность и состав этих отложений претерпевает существенные изменения и достигает 1-3 км. Песчаники нижней углегорской угленосной толщи характеризуются хорошими ёмкостными (открытая пористость – до 25%) и фильтрационными (проницаемость до 300 мД) свойствами. Роль песчаников и их резервуарные свойства убывают в западном направлении по мере удаления от сахалинского побережья.

Верхняя (курасийская) часть НГК представлена, в основном тонкообломочными образованиями. Они рассматриваются главным образом в качестве флюидоупора, но обладая высокой трещиноватостью, отдельные горизонты могут служить коллекторами трещинного типа. На суше в Красногорском районе из трещиноватых кремнистых аргиллитов курасийской свиты получен приток воды дебитом 137 м³/сутки. Резервуарными свойствами обладают и вулканогенно-осадочные пачки курасийского горизонта, где на Гавриловской и Изыльметьевской площадях получены притоки воды с газом и нефтью (до 2,6 м³/сутки).

Маруямский НГК на шельфе распространен повсеместно. Его мощность в присахалинской части шельфа достигает 3 км, увеличиваясь в Тернейском про-

гибе до 4-5 км. Комплекс представлен грубым неравномерным чередованием неплотных алевролитов и рыхлых песчаников. Песчаники обладают открытой пористостью до 25-30%, проницаемостью до 300 мД. В маруямском НКК существует проблема качественных покрышек. Присутствующие алевролитовые пачки относятся к локальным или в лучшем случае, к зональным флюидопорам среднего и плохого качества.

Перспективные структуры и ловушки УВ. Большинство перспективных структур располагается в восточной (присахалинской) части рассматриваемой акватории. За небольшим исключением – это небольшие (до 100 км²) брахиантисклинали, как правило не образующие отчётливых антиклинальных зон. Всего в фонде неопределённых числится 15 складок (табл.9.1). На 9 складках было проведено глубокое бурение.

Зоны возможного нефтегазонакопления (ЗВНГН). По группировке наиболее перспективных локальных структур выделено три ЗВНГН: Казакевича (795 км²), Бошняковская (795 км²) и Татарская (235 км²). Все они располагаются в центральной части Северо-Татарского суббассейна. Более южные антиклинальные зоны, где при бурении не были открыты залежи УВ (Гавриловская, Красногорская, Старомаячинская), к ЗВНГН не отнесены. Бошняковская и Казакевича ЗВНГН объединяют по 3 антиклинали, Татарская – 2. Перспективы нефтегазонакопления зон связаны в основном, с углеродским, курабийским и нижнемаруямским ССК, но залежи УВ возможны и в палеогеновых отложениях.

К Приморской ЗВНГН отнесены закартированные сейсморазведкой на юго-западе акватории возможные литологические ловушки в районе последовательного выклинивания (подошвенного налегания на акустический фундамент) палеоген-миоценовых отложений /6ф/. Аналогичные ЗВНГН предполагаются на значительной части приматериковой полосы выклинивания углеродского, курабийского и нижнемаруямского ССК /3/. Наислабейшими звеньями выделения таких ловушек являются затрудненный прогноз их ограничения и вероятное отсутствие надежных покрышек.

Первоочередными объектами нефтегазопояска являются брахискладки зон Казакевича и Татарской, располагающиеся вблизи очагов нефтегазогенерации. В них предполагаются просто построенные пластовые сводовые залежи.

Нефтегазоперспективные объекты Татарского пролива (лист М-54)*

№ на карте	Название ловушки Тип	Год выявления	Координаты центра ловушки (с.ш., в.д.)	Расстояние от берега (км)	Глубина моря (м)	Последняя замкнутая изогиप्са (м)	Размеры (км)	Площадь (км ²)	Амплитуда (м)	Геологические ресурсы - Д,лок (млн т у.т.)
1	Жонкьерская брахиантиклиналь	1985	50°51', 141°44'	24	78	-1000	11,0x500	50	100	25
2	Огневская куполовидная складка	1985	50°26', 141°27'	16	102	-4300	8,0x4,0	25	100	13
3	Казакевича брахиантиклиналь	1985	50°17', 141°27'	50	180	-3100	11,0x4,0	33	150	17
4	Мысовая приразломная складка	1987	50°18', 141°35'	36	122	-3700	10,0x5,0	31,25	300	16
5	Китоусинская куполовидная антиклиналь	1985	50°10', 141°37'	35	200	-4100	12,0x5,0	41,6	500	21
6	Белкинская брахиантиклиналь	1985	49°54', 141°47'	23	173	-2000	7,0x5,0	33	100	17
7	Бошняковская приразломная складка	1985	49°45', 142°00'	13	100	-3400	56,0x 16,0	550	1400	275
8	Августовская брахиантиклиналь	1985	49°37', 141°49'	24	165	-3500	8,5x4,0	24	100	12
9	Просторная брахиантиклиналь	1987	49°35', 141°29'	46	220	-2300	7,2x5,4	18	175	6
10	Каменская изометричная складка	1987	49°22', 141°14'	60	200	-1500	7,0x9,0	44	2509	22
11	Татарская брахиантиклиналь	1987	49°23', 141°32'	36	240	-3000	20,0x8,0	100	450	50
12	Лесогорская куполовидная антиклиналь	1987	49°22', 141°49'	14	140	-3800	4,5x3,5	11	130	11
13	Талевская брахиантиклиналь	1984	49°13', 141°49'	19	120	-4300	10,0x6,5	36	300	18
14	Иннокентьевская брахиантиклиналь	1987	48°55', 141°02'	45	200	-2400	8,6x3,0	30	400	15
15	Приморская группа ловушек									
17	Запорожская линейная складка**	1979	48°00', 141°48'	25	502		22,0x4,0	56,8	300	

* Здесь и далее объекты, выведенные из бурения с отрицательным результатом, в таблице не приводятся

** В пределах листа М-54 расположена только северная переклиналь

В Большаковской зоне, вероятно, преобладают тектонически ограниченные ловушки. Севернее, вдоль зоны Западно-Сахалинского разлома по неуверенным данным сейсморазведки предполагаются мелкие ловушки козырькового типа. В связи со сложным строением, высокой дизъюнктивной раскрытостью недр вероятность обнаружения УВ в этих структурах мала.

Перспективы нефтегазоносности акватории Западно-Сахалинской НГО листа М-54 оцениваются достаточно скромно. Количественная оценка ресурсов УВ Татарского пролива проведена в 2012 г. и коснулась только акватории до глубин моря 500 м. Начальные геологические суммарные ресурсы УВ (НСР УВ) рассматриваемой акватории оцениваются в 480 млн т н.э., в том числе нефти 280*/86 млн т нефти и 179 млрд м³ газа. Основные ресурсы относятся к категории D₁ и связываются со средне-верхнемиоценовыми отложениями.

Наименьшими перспективами нефтегазоносности обладает прибрежный Лесогорско-Александровский район, наибольшими – Ламанонский НГР. На общем фоне плотности ресурсов УВ акватории менее 10 тыс.т/км², плотность ресурсов центральной перспективной части Ламанонского НГР оценивается около 30 тыс.т/км². В этом и вблизи этого района располагается основная часть локальных структур: Талевская, Лесогорская, Татарская, Просторная, Августовская, Каменская. Здесь открыто пока единственное (Изыльметьевское) в Татарском проливе месторождение УВ.

На юге Западно-Сахалинской НГО в юго-восточной части Углегорского НГР находится небольшой участок суши в районе полуострова Ламанон. В его строении участвуют разнообразные палеоген-четвертичные отложения мощностью от первых десятков до 9000 м. Угленосна миоценовая верхнедуйская свита. Небольшое газовое месторождение открыто только на Изыльметьевской морской структуре, где газ приурочен к базальной пачке выклинивающихся мелководно-морских песчаников маруямской свиты. На суше выявлены проявления нефти и газа. Эта площадь относится к перспективному Красногорскому НГР. Тектонически восточной границей района (и бассейна) является крупный дизъюнктив, который считается элементом Западно-Сахалинского разлома. Глубокое поисковое бурение в островных пределах на Красногорской (4 скважины, 1964-68 г. г.) и Угловской (6 скважин, 1968-71 г. г.) площадях выявили присутствие нефти в маруямских и признаков нефти в курасийских отложениях, причем нефти сравнительно малопарафинистой (с его содержанием 1,36-1,64%). Установлено также в монотонной песчано-алевритовой маруямской толще присутствие пластов с удовлетворительными фильтрационными свойствами и наличие трещинно-порового коллектора (как и на Окружном месторождении) в кремнисто-глинистых отложениях курасийской свиты. На данное время вся сухопутная территория бассейна является Ламанонской лицензионной площадью для геологического изучения на нефть и газ с подсчитанными прогнозными ресурсами (D₂) углеводородов 7,5 млн. т у. т.

* в числителе – геологические, в знаменателе – извлекаемые ресурсы

Южно-Татарская перспективная нефтегазоносная область (7.Н,Г\Р-Н)

Находится в южной части Татарского пролива и открывается в сторону бассейна Японского моря. Вблизи западной границы области выделена Приморская потенциальная нефтегазоносная зона 7.0.1. Нефтегазоносные месторождения и проявления на площади листа М-54 в пределах вышеназванной области и зоны отсутствуют.

Охотская нефтегазоносная провинция

К Охотской провинции относятся **Северо-Сахалинская нефтегазоносная область (12.Н.,Г\Р-Н)** (Присахалинский нефтегазоносный бассейн) палеоген-четвертичного возраста с **Северо-Восточным нефтегазоносным районом (12.1 Н, Г)** на островной суше и нефтегазоносные подразделения акватории а также **Южно-Сахалинская перспективная НГО (13.Н.,Г\Р-Н)** на сахалинском шельфе

Северо-Сахалинская нефтегазоносная область (12 Н, Г\Р₃-Q)

На суше захватывает Луньский и Пограничный прогибы и сложен палеоген-четвертичными отложениями. На территории листа в его пределах выделены Северо-Восточный, Дагинский, Одоптинский и Пограничный нефтегазоносные районы.

Северо-Восточный нефтегазоносный район (12.1 Н, Г\Р₃-Q). Находится в восточной (прибрежной) части островной суши. В состав района входят Монгинская (своей прогнозируемой южной частью), Катанглийская, Конгинская и Пограничная зоны нефтегазонакопления.

Монгинская зона нефтегазонакопления расположена преимущественно на листе N-54, представлена эрозионно-тектоническими выступами отложений дагинского горизонта, погребенными под глинистой окобыкайской толщей. Эти ловушки связаны с крупным конседиментационным сбросом и в виде моноклинальных или гемиантиклинальных блоков образуют линейную зону протяженностью до 50 км. Глубина залегания кровли дагинского горизонта вдоль этого узла нефтегазонакопления с юга на север увеличивается от 1200 до 5000 м; в этом же направлении увеличивается и амплитуда эрозионного среза дагинских отложений – 50 до 75 м. В его пределах открыты 4 месторождения, из которых нефтегазоконденсатное месторождение Монги, относящееся к разряду средних, является самым крупным месторождением в островных пределах. Преобладают залежи пластовые, массивно-пластовые, тектонически экранированные, тектонически и стратиграфически экранированные.

Прогнозные ресурсы углеводородов Монгинской зоны нефтегазонакопления подсчитаны в количестве 50 млн. т у. т.

Для постановки детальных поисковых и разведочных работ на нефть и газ предлагаются две площади: Джимданская – выявление промышленных залежей нефти и газа с ожидаемой суммой геологических запасов более 20 млн.т. условного топлива с преобладанием нефти и Чемернинская – выявление по-

искового объекта на нефть и газ. Комплекс работ: сейсморазведка, глубокое поисковое бурение.

Катанглийская зона нефтегазонакоплен соответствует одноименной мегантиклинали. Ловушки приурочиваются к пологим антиклинальным складкам, нарушенным большим числом сбросов. Нефтегазоносен дагинский горизонт. Залежи пластовые, массивно-пластовые, сводовые, разбитые на блоки и срезанные разрывами. Открыты месторождения: нефтяные Катангли и Лысая Сопка, газонефтяное Уйглекуты, нефтегазовое Прибрежное, газовые Западное Катангли и Имчин.

Прогнозные ресурсы (D_2) зоны оцениваются в 93 млн. т у. т.

Для постановки детальных поисковых и разведочных работ на углеводороды выделены две площади: Восточно-Прибрежная – прирост разведанных извлекаемых запасов нефти до 5 млн. т у. т. и Междуреченская – выявление промышленного месторождения нефти. Комплекс работ: сейсморазведка 3D, поисковое бурение.

Конгинская зона нефтегазонакопления в островных пределах приурочена к Конгинской мегантиклинали в Лунском прогибе. Глубоким бурением в ней вскрыты меловые образования комплексов основания прогиба и несогласно залегающие на них мачигарский (люкаминская свита), даехуриинский (пиленгская свита), уйнинский (борская свита на юге Лунского прогиба и уйнинская на севере), дагинский (уранайская свита на юге и дагинская на севере), окобыкайский и нутовский горизонты.

Нефтеносность выявлена в уйнинском горизонте в южной части прогиба, где открыто Полярнинское месторождение [221]. Выявленная залежь пластовая сводная. Для прогнозируемой Полярнинской площади помимо низов борской свиты, нефтегазоносность, значительно большей продуктивности, ожидается в пиленских отложениях в массивных сводовых тектонически экранированных ловушках. Полярнинская площадь рекомендуется как объект геологоразведочных работ на нефть и газ с целью прироста разведанных запасов нефти до 3-4 млн. т в поровых коллекторах борской и трещинно-поровых коллекторах пиленгской свит. Комплекс геологоразведочных работ включает в себя сейсморазведку 3D и глубокое поисковое бурение. Прогнозные ресурсы подсчитаны в количестве 21 млн. т у. т.

Пограничная зона нефтегазонакопления находится в Пограничном прогибе, где открыто Окружное нефтяное месторождение. Основной объем запасов (и добычи) сконцентрирован в даехуриинском горизонте – массивной сводовой залежи в глинисто-кремнистой пиленгской свите; тип коллектора трещинно-поровый. Довольно частые фиксируемые данными бурения и интерпретацией сейсмических материалов разрывы, в том числе и образующий Окружную структуру взброс, не имеют экранирующего действия, если их вертикальная амплитуда не превышает высоты залежи, максимум которой превышает 300 м. Прогнозные ресурсы категории D_2 оцениваются в 8 млн. т у. т.

Наиболее благоприятной структурой для локализации возможных нефтегазовых месторождений является Керосинная антиклиналь, протягивающаяся от устья р. Лангери до р. Шатун, особенно ее северная часть (нижнее течение рек Шатун и Бора). Свод складки сложен породами нижней части (700-800 м)

борской свиты. Весьма перспективной на нефть и газ следует считать также южную, опущенную часть указанной антиклинали, в междуречье Большая и Малая Хузи, где отложения средней части борской свиты, слагающие свод складки, служат надежным экраном для ожидаемой нефтяной залежи. Второй интересной структурой с точки зрения нефтегазоносности является надвзбросовое западное крыло крупной синклинали, прослеживающееся от среднего течения р. Хузи до среднего течения р. Люкамы, к которой приурочены отдельные прямые нефтепроявления – здесь можно ожидать тектонически-экранированные залежи нефти.

Северо-Сахалинская НГО в пределах акватории листа М-54 объединяет западные части *Пограничного и Дагинского НГР*. На крайнем северо-востоке листа расположена южная периклиналь Южно-Айяшской структуры, которая уже относится к *Одоптинскому НГР*, развитого севернее рассматриваемого района.

Основные нефтематеринские свиты и главные очаги генерации УВ. Анализ биомаркеров ОВ и углеводородных флюидов /1, 7, 9, 21/ показывает, что практически все литофациальные типы внесли свой вклад в образование углеводородных скоплений, но наибольшая роль генераторов нефти и газа принадлежит глинистым и глинисто-кремнистым толщам, суммирующим дистальные звенья глубоководных олигоцен-среднемиоценовых отложений. Мощность нефтематеринской толщи в крупных восточных прогибах составляет 2-3 км. В этих породах содержание ОВ обычно колеблется в пределах 1-1,5 %, достигая 4-5%; кероген можно отнести к I – II типам. Степень преобразованности пород не превышает градации ПК₃ – МК₁ (Т_{max} не превышает 441°С), несмотря на то, что значительная их часть испытывала погружение не менее, чем на 4 км. Нефтегенерационный потенциал (S₁+S₂) глинисто-кремнистых отложений характеризует их как нефтегазоматеринскую свиту среднего качества (0,4-9,5 кг УВ/т), однако совокупные генерационные возможности этих отложений достаточно высокие, благодаря их значительной мощности. Индекс нефтегенерационного совокупного богатства (SPI) для разных частей бассейна варьирует от 6 до 10,9 т/м². В пределах восточной, наиболее погруженной, части бассейна, где мощность материнских отложений в среднем превышает 1 км, SPI достигает 12 т/м². Нефтегазоматеринские толщи, обладающие такими характеристиками, принадлежат к богатым УВ-продуцирующим свитам. Выполненная оценка потенциальных ресурсов УВ по методике Н.В. Лопатина и др. (2000), использующей SPI, показала, что масса УВ, продуцируемая этими толщами только в восточной части бассейна, достигла не менее 200·10⁹ т н.э. При коэффициенте аккумуляции 3-5% эти процессы обеспечили содержание в недрах бассейна 7-8 млрд т УВ. Генерационный потенциал толщ более полно реализован в акваториальной части бассейна, где нефтематеринский комплекс погружен на глубины свыше 5-6 км в районе с повышенным геотермическим градиентом (35-40°С/км). Здесь выделяется Пильтун-Чайвинский и Венинский очаги нефтегазообразования. В их ближайшем окружении сконцентрировано 90 % разведанных и предварительно оценённых запасов нефти и газа и к ним приурочено большинство средних и все крупные известные углеводородные скопления Северо-Сахалинский НГО.

Нефтегазоносные комплексы и резервуары. В пределах рассматриваемой акватории объёмы нефтегазоносных комплексов в основном соответствует ранее охарактеризованным сейсмостратиграфическим комплексам.

Люкаминский НГК имеет ограниченное распространение и на акватории заполняет грабены. Состав его здесь неизвестен. На побережье Пограничного прогиба он представлен угленосной толщей с открытой пористостью песчаников до 22%, но низкой проницаемостью.

Мачигарско-даехуриинский НГК имеет широкое распространение в Северо-Сахалинской НГО. Нижняя часть комплекса отличается резкой фациальной изменчивостью – от мелководно-морских грубообломочных образований (мачигарская свита) до существенно алевролитовых морских толщ (мутновская свита). Наблюдаются широкие вариации коллекторских свойств, но преобладают слабо проницаемые породы. Залежей УВ пока не отмечено.

Верхняя (даехуриинская) часть комплекса, сложенная в основном кремнисто-глинистыми образованиями, выступает в качестве главной нефтематеринской свиты региона. Благодаря высокой трещиноватости отдельных пачек силицитов толща обладает и коллекторскими свойствами. Можно предполагать, что такого типа коллектор распространён на акватории Пограничного района и в нижних частях разреза на юге Дагинского района.

В Пограничном районе трещинно-поровый глинисто-кремнистый коллектор промышленно нефтеносен (пиленгская свита Окружного месторождения). По содержанию кремнистого и глинистого материала породы разделены на глинисто-кремнистые и кремнистые. Глинисто-кремнистые породы - кремнистые аргиллиты - содержат 10–59% свободного кремнезёма в форме опала и кристобалита. Кремнистые породы состоят на 55–85% из свободного кремнезёма и разделены на опоквидные силициты светло-серого цвета и халцедонолиты, имеющие разнообразную окраску. Наиболее высокими ёмкостно-фильтрационными свойствами обладают опоквидные силициты. Главнейшая особенность трещинно-порового коллектора пиленгской свиты заключается в том, что гранулярная пористость образована за счёт упаковки глобуль свободного кремнезёма, а фильтрационная система обусловлена высокой трещиноватостью пород. Эффективная ёмкость пород достигает 40% порового пространства между глобулями, трещинная проницаемость варьирует от 1 до 945 Мд. Из пиленгских отложений на Окружном месторождении дебиты нефти достигали 156 т/сутки (штуцер 10 мм), нефть лёгкая (0,82-0,86 г/см³), малосернистая (0,17-0,45%), малопарафинистая (0,14-2,18%).

Уйнинско-дагинский НГК один из основных в Северо-Сахалинской НГО. Он содержит около трети всех запасов нефти и газа Северо-Сахалинской НГО, а в пределах акватории Дагинского НГР – все открытые залежи УВ.

Основными продуктивными горизонтами являются мелководные песчаники и алевролиты верхней части дагинской свиты, бронируемые глинистым окобыкайским флюидоупором. Коллекторами являются песчаники от мелко- до среднезернистых с открытой пористостью, обычно не опускающейся ниже 20%, достигая 35-37%, проницаемость составляет единицы дарси. Самые высокоёмкие коллекторы (25-35%) дагинской свиты приурочены к песчаникам,

залегаящим на глубинах до 3 км, на глубинах более 3 км открытая пористость пород снижается (15-20%).

Мощность продуктивных песчаников колеблется в широких пределах (до 120 м, Монгинское месторождение). Мощность газонасыщенного разреза колеблется от первых десятков метров до 500 м (Лунское месторождение). Крупные залежи в основном массивно-пластовые с единым водонефтяным контактом для разных пластов, водоплавающие.

Дагинские песчаники и перекрывающие их окобыкайские глины образуют высококачественный резервуар, с которыми связаны все запасы УВ шельфа Северо-Сахалинской НГО в пределах листа М-54.

Окобыкайско-нижненутовский НГК в Северо-Сахалинской НГО имеют широкое распространение. На шельфе Северного Сахалина нижняя часть комплекса (средне-верхнемиоценовая окобыкайская свита) выступает в качестве главного субрегионального флюидоупора для коллекторов дагинской свиты, средняя часть (нижненутовская подсвита) как главный нефтегазоносный резервуар, а роль покрышки играет существенно глинистая нижнеплиоценовая верхненутовская подсвита. В нижненутовских коллекторах сосредоточено около 60% всех запасов УВ шельфа Сахалина.

В пределах листа М-54 нижненутовский резервуар залегает на сравнительно небольших глубинах, колеблющихся в сводах перспективных структур от 0 до 1,5 км. В этих отложениях пока не открыто залежей УВ.

Перспективные структуры и ловушки УВ

В пределах акватории листа М-54 значительная часть перспективных структур разбурена, открыты месторождения нефти и газа. Фонд выявленных и неопискованных структур небольшой и связан в основном с мелкими брахискладками (табл.9.2).

Зоны нефтегазонакопления (ЗНГН) в Северо-Сахалинской НГО в целом соответствуют антиклинальным зонам, но некоторые из них включают смежные локальные брахиантиклиналы, характеризующиеся общностью факторов нефтегазоносности. В Пограничном НГР выделена одна Восточно-Рымникская ЗНГН, объединяющая Витницкую (за пределами листа), Северо-Рюмникскую и Окружную складки.

Протяженность зоны около 50 км при ширине 5-7 км. Основная нефтегазоносность зоны связана, как и на Окружном месторождении, с олигоцен-нижнемиоценовым трещинно-поровым резервуаром, но возможны залежи УВ и в песчаниках эоцена.

В Дагинском НГР в пределах листа М-54 полностью или частично распространены Ныйская, Южно-Кириная и Мынгинская ЗНГН. Залежи УВ во всех зонах имеют антиклинальный контроль и связаны с мелководноморскими и флювиальными песчаниками верхней части дагинской свиты, образующие массивно-пластовый резервуар под глинами окобыкайской свиты.

Таблица 9.2

Нефтегазоперспективные объекты акватории Северо-Сахалинской НГО (лист М-54)

№ на карте	Название нефтегазоперспективного объекта/структуры	Глубина моря, м	Площадь, км ²	Амплитуда, м	Ресурсы УВ, млн т н.э. геол./извл.	Категория ресурсов
25	Северо-Рымнинская	32	26	1200	52/27	Д ₁ лок
26	Восточно-Окружная	65	36	100	7/2	Д ₁ лок
28	Чаткинская	25	31	50	30/30	Д ₁ лок
29	Западно-Кириная	100	45	100	50/50	Д ₁ лок
30	Южно-Лунская	64	20	100	40/40	С ₃
31	Набильская	25	32	400	30/30	Д ₁ лок
32	Северо-Кириная	50	10	100	30/30	Д ₁ лок
33	Восточно-Вениная	65	204	1000	102/66	Д ₁ лок

Ныйская ЗНГН (100 x 10-15 км) – одна из наиболее крупных и богатых УВ в Северо-Сахалинской НГО. Она объединяет Лунское, Вениное, Ново-Вениное и Северо-Вениное месторождения и 4 перспективные структуры, 2 из которых (Южно-Лунская и Набильская морская) расположены в пределах листа М-54. Начальные извлекаемые разведанные (АВС₁) и предварительно оцененные (С₂) запасы УВ Ныйской ЗНГН составляют 585 млн т у.т., преобладает (92%) свободный газ. Прогнозные геологические ресурсы газа Южно-Лунской и Набильской структур оцениваются в 90 млрд м³.

Южно-Кириная и Мынгинская ЗНГН на территории листа М-54 представлены своими западными окончаниями. Нефтегазоносность одноименных месторождений связана с песчаниками дагинской свиты, но перспективны и нижележащие, особенно верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения. В них можно ожидать открытие нефтяных залежей. Кроме месторождения, Южно-Кириная ЗНГН включает и две пока непоискованных структуры: Западно-Кириную и Чаткинскую с прогнозными ресурсами газа соответственно 50 и 30 млрд м³.

Перспективы нефтегазоносности Дагинского района в пределах листа М-54 в значительной мере реализованы открытием месторождений, в том числе крупных и уникальных по запасам газа. Дальнейшие поиски связаны с бурением на мелких структурах Пограничного и Дагинского районов, а также опоскованием олигоцен-нижнемиоценовых отложений Мынгинской и Южно-Кириной ЗНГН.

В целом, рассматриваемые участки акватории оцениваются высоко. Средние плотности НСР УВ колеблются от 25 тыс.т/км² (Пограничный район) до 300 тыс.т/км² (Дагинский район в северной части рассматриваемой акватории). Дагинский НГР по плотности ресурсов и запасам УВ уступает на шельфе Сахалина лишь Одоптинскому НГР (около 500 тыс.т/км²). В геологических

ресурсах Дагинского НГР преобладает свободный газ (около 85%), в Одоптинском – нефть (около 70%).

Подводя итог рассмотрению нефтегазоносности акваторий в пределах листа М-54, можно констатировать, что нефтегазовыми доминантами в разрезе чехла являются миоценовые отложения, а по площади – недра Дагинского нефтегазоносного района.

Запасы месторождений и ещё неосвоенные ресурсы УВ Дагинского НГР являются основой газовой ресурсной базы Сахалинского нефтегазопромышленного комплекса [104]. Вторым по перспективам нефтегазоносности является Пограничный НГР, где в пределах листа М-54 возможны открытия мелких нефтяных месторождений. Возможность освоения таких месторождений с берега может обеспечить рентабельность их разработки.

Южно-Сахалинская НГО

Южно-Сахалинская НГО в пределах акватории листа М-54 занимает северо-восточную часть залива Терпения. Нефтегеологические параметры этого района сходны, но несколько уступают таковым, охарактеризованным выше для северной части Татарского пролива. Здесь на трех структурах (Пугачевской, Лебяжьинской и Вахрушевской) пробурены глубокие скважины. Залежей УВ не обнаружено.

Возможная нефтегазоносность Южно-Сахалинской НГО в пределах листа М-54 определяется открытием 4 мелких газовых месторождений на побережье Анивского залива и нефтепроявлениями в угленосной верхнедуйской свите в шахтах Макаровского района.

Основные перспективы района связываются со средне-верхнемиоценовыми отложениями Макаровского прогиба, мощность которых достигает 3-4 км. Все перспективные объекты выявлены также в Макаровском прогибе (табл.9.3). Ресурсы УВ рассматриваемого района оцениваются низко (около 50 млн т у.т.). Они сосредоточены в центральной части Макаровского прогиба, где плотность геологических ресурсов достигает 5-10 тыс.т/км².

Среди известных нефтегазоперспективных объектов Макаровского прогиба преобладают литологические и структурно-стратиграфические ловушки. Здесь предположительно выделяются ловушки барового типа (Заозернинская, Лебяжьинская). Сближенные структурно-стратиграфические ловушки (Тумановская, Макаровская, Северо-Макаровская) объединены в *Макаровскую зону возможного нефтегазонакопления* площадью около 570 км². Все перспективные объекты этой зоны связаны с экранированием нижнее-среднемиоценовых слоёв и седиментационных тел поверхностью среднемиоценового несогласия. Основные залежи УВ прогнозируются в коллекторах углегорского ССК.

Нефтегазоперспективные объекты залива Терпения (лист М-54)

№ на карте	Название ловушки Тип	Год выявления	Координаты центра ловушки (с.ш., в.д.)	Расстояние от берега (км)	Глубина моря (м)	Размеры (км)	Площадь (км ²)	Амплитуда (м)	Геологиче- ские ресурсы Дэлок (млн т у.т.)
18	Тумановская стратиграфическая ловушка	1995	48°41', 142°54'	5	30	10,0x4,0	24		12
19	Макаровская стратиграфическая ловушка	1995	48°36', 142°53'	9	35	26,0x6,0	125		63
20	Северо-Макаровская структурно- стратиграфическая ловушка	1995	48°36', 143°03'	20	60	14,5x11,0	115		58
21	Заозернинская ловушка барового типа	1995	48°21', 142°49'	6	40	12,0x6,0	50		25
22	Прибрежная структурно- стратиграфическая ловушка	1995	48°12', 142°47'	11	55	11,0x5,0	40	25	20
23	Лебяжьинская группа ловушек (баровая)	1995	48°08', 142°51'	7	45-60	30,0x3,0	85		не опре- делены

10 ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Площадь материковой и островной суши листа М-54, в соответствии с гидрогеологическим районированием территории России (В.В.Куренной, С.Л.Пугач, 2004) относится к сложным гидрогеологическим складчатым областям, соответственно к Сихотэ-Алинской и Сахалинской.

Сведения о гидрогеологии территории основываются на обобщении данных, полученных в результате проведенных в разные годы средне- и крупномасштабных геолого-гидрогеологических и инженерно-геологических съемок, а также поисковых и разведочных работ по обеспечению населенных пунктов, промышленных и сельскохозяйственных объектов питьевыми и водами хозяйственного назначения.

На характер инфильтрации, скопления и циркуляции подземных вод оказывают влияние ландшафтные особенности, степень литификации, трещиноватости и дислоцированности горных пород, а также многолетняя мерзлота распространенная в северной части территории.

Сихотэ-Алинская сложная гидрогеологическая складчатая область

По принятому для Сихотэ-Алинской гидрогеологической области районированию материковая площадь листа, в основном, относится к Сихотэ-Алинскому гидрогеологическому массиву, а прибрежная материковая часть, где развиты неогеновые и четвертичные платобазальты, - к Приморскому межгорному артезианскому бассейну (или Совгаванскому вулканогенному бассейну). Кроме того, в пределах гидрогеологического массива выделяются гидрогеологические районы: Баджало-Буреинский (на площади листа только его восточная часть), Приамурско-Тумнинский с Удыль-Кизинским артезианским бассейном, Приморский, Восточно-Сихотэ-Алинский, Центрально-Сихотэалинский [40, 81.].

В горно-складчатых сооружениях Приамурско-Тумнинского гидрогеологического района распространены водоносные комплексы зон трещиноватости терригенно-вулканогенных образований мезозоя, пластовые воды делювиальных отложений, Удыль-Кизинской впадины и четвертичных отложений долины Амура и его притоков.

Мезозойские осадочные отложения разбиты многочисленными трещинами отдельности, кливажем, и тектоническими разрывами. Выходы источников наблюдаются почти повсеместно у подножия склонов сопок. Мезозойско-кайнозойские вулканогенные образования обычно сильно трещиноваты, при-

чем с глубиной трещиноватость эффузивов и их туфов резко уменьшается. Атмосферные осадки быстро поглощаются приповерхностными трещинами и разгружаются обычно в средней части склонов. Зоны тектонических разрывов по водообильности не уступают мезозойским осадочным породам.

Мощность водоносного горизонта в зависимости от рельефа меняется от нескольких метров в верхних частях склонов до 60 м у подножий. Глубина залегания уровня грунтовых вод, наоборот, минимальная (несколько метров) в речных долинах и максимальная (50–60 м) на водораздельных участках. Отдельные сдренированные горные вершины практически безводные. Благодаря сильной расчлененности рельефа участки питания грунтовых вод ограничены и разобщены. Естественные водопрооявления многочисленны – это родники эрозионного типа, как правило, малodeбитные (0,01–0,1 л/сек), с резко переменным режимом, зависящим от сезонности и количества атмосферных осадков. Воды ультрапресные, с минерализацией менее 100 мг/л, гидрокарбонатные и щелочноземельно-натриевые.

Удыль-Кизинский межгорный артезианский бассейн III порядка занимает особое место в гидрогеологическом районировании. Пройденная в долине р. Амур вблизи с. Циммермановка эксплуатационная скважина на воду показала, что наиболее представительный и пригодный для эксплуатации водоносный горизонт представляет собой трещиноватую зону в верхнемеловых эффузивах и их туфах и фиксируется на глубине от 7 до 40 м. Этот горизонт дренируется рекой Амур. Вода мягкая, со слабой щелочной реакцией, без следов органического загрязнения и по химическому составу гидрокарбонатно-натриево-кальциево-магниева [1].

На поверхности впадины распространены верховодка и почвенные воды, которые содержатся главным образом в отложениях болот, также распространенных в долинах крупных рек притоков Амура и в депрессионных участках. Изредка отложения болот встречаются в нижних частях склонов сопок. Во всех этих случаях верховодка и почвенные воды образуют мари. В шурфах и мелких скважинах, пройденных в аллювиальных рыхлых отложениях Удыль-Кизинской впадины, грунтовые воды появляются на глубине 0,4; 1,8; 3,4; 4,0 и 5,2 м. Мощность водоносных горизонтов также различна и зависит главным образом от мощности водопроницаемых пород и наличия водоупоров представленных горизонтами глин. Режим верховодки и почвенных вод и глубина их залегания зависят не только от атмосферных осадков, но и от наличия или отсутствия многолетней мерзлоты. Мощность отложений болот не превышает 2 м, и только на отдельных участках может достигать 6 м и более. По химическому составу верховодка и почвенные воды хлоридно-гидрокарбонатные, щелочноземельно-натриевые и содержат большое количество железа и аммония. Они имеют буроватый цвет и неприятный запах [1].

Естественные запасы водоносного комплекса аллювиальных отложений в пределах Удыль-Кизинской впадины огромны. Это один из перспективных водоносных комплексов в пределах территории [10]. Аллювиальные отложения являются наиболее водообильными. Водоносный комплекс приурочен, как правило, к гравийно-галечниковым и песчаным разностям и может быть подразделен, в свою очередь, на пойменный и надпойменные водоносные

горизонты, связанные между собою гидравлически. Режим вод непостоянен и зависит от климатических особенностей района. Вследствие этого и дебит пластовых вод аллювиальных отложений крайне, неустойчив. Пластовые воды делювиальных отложений, залегающие обычно в виде линз, приурочены преимущественно к перегибам склонов. По химическому составу пластовые воды аллювиальных и делювиальных отложений относятся к гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-калиевым и в некоторых случаях имеют повышенное содержание хлора и железа [1].

Приморский гидрогеологический район охватывает Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс и представляет собой протяженную систему бассейнов с преобладающим распространением водоносного комплекса кизинской и совгаванской свит с порово-трещинным скоплением подземных вод. Этот комплекс характеризуется нестабильной водоносностью, разобщенностью отдельных бассейнов и разными уровнями водоносных горизонтов, обусловленных количеством напластований лавовых потоков, которые являются водоупорами, мощностью кор выветривания, туфогенного и рыхлого материала между ними, а также различным порядком водотоков, дренирующих межпластовые воды. Глубина залегания подземных вод и их напорность зависят от уровня разгрузки.

Совгаванский вулканогенный бассейн располагается между водосборными системами рек Тумнин и Коппи. С западной стороны он дренируется р. Аджалами, а с восточной ограничивается водами Татарского пролива. Глубина распространения водоносных горизонтов достигает 100 м. Ниже этой глубины водоносность резко падает. Дебит в некоторых скважинах составлял 8,57 л/сек. В зависимости от морфологии лавовых покровов и водовмещающих горизонтов, воды бассейна подразделяются на напорные и безнапорные, которые по системам трещиноватости могут сообщаться между собой. Химический состав этих вод типичен для зоны свободного водообмена и не зависит от вмещающей среды. Воды пресные гидрокарбонатно-кальциевые и содержат кремний в концентрациях выше ПДК [442].

Водообильность вулканитов кизинской свиты ниже и удельные дебиты скважин в них составляют 0,2–2,3 л/сек. По составу эти воды пресные (минерализация до 0,2 г/л) гидрокарбонатные кальциево-магниевые и магниевые-кальциевые. В прибрежно морской полосе водоносный комплекс засоляется морскими водами в результате чего повышается минерализация вод и состав их становится хлоридным и натриевым. Ширина зоны засоления вглубь суши может достигать 2 км.

Восточно-Сихотэ-Алинский гидрогеологический район характеризуется развитием водоносных комплексов преимущественно зон трещиноватости в терригенных и вулканогенных породах мелового возраста и сравнительно небольшую площадь занимают пластово-поровые грунтовые воды, содержащиеся в аллювиальных отложениях всех относительно крупных речных долин. Кроме того, большое значение имеют трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений. Мощность верхней трещиноватой зоны терригенных пород дочетвертичного возраста колеблется от 30 до 60 м, редко достигая 70 м. Вследствие резкой расчлененности рельефа и дренирования

водоносных горизонтов наибольшие запасы вод содержатся в нижних частях склонов и днищах речных долин. Участки относительно узких и высоких водоразделов с крутыми склонами являются практически безводными.

Почти все воды пресные, очень слабо минерализованные (сухой остаток до 100 мг/л), общая жесткость не более 1–1,5 мг-экв, по составу гидрокарбонатно-щелочноземельные. Все воды пригодны для питья и технических целей, но агрессивны по отношению к бетону. Разгрузка подземных вод осуществляется за счет стока в речные долины.

Комплекс эффузивных пород среднего и кислого состава в верхней трещиноватой зоне содержит горизонт грунтовых трещинных вод на глубине от 5–10 м в пониженных участках рельефа и до 20–30 м на склонах и неглубоких седловинах. Источники, вытекающие из этих пород, встречаются относительно редко, дебит их колеблется от 0,01 до 0,5 л/сек. Хотя эффузивы этого комплекса сильно трещиноваты, но трещины большей частью тонкие и обычно закальматированы, вследствие чего водообильность пород слабая.

Комплекс интрузивных пород преимущественно гранодиоритового ряда является водообильным и характеризуется большим количеством выходов источников. Последние встречаются в верхней и нижней частях склонов, в неглубоких седловинах и нередко даже на невысоких вершинах. Источники имеют дебиты от 0,01 до 1 л/сек, и отличаются относительно большим постоянством режима. Глубина залегания трещинных грунтовых вод в интрузивах меняется от 3–5 м в нижних частях склонов до 20–40 м в верхних частях склонов и на водоразделах. Зоны разрывных нарушений во всех комплексах пород, как правило, сильно обводнены, причем в отличие от вод верхней трещиноватой зоны, воды зон разрывных нарушений могут быть встречены на значительных глубинах, превышающих 100 м. Они нередко обладают напором и отличаются относительным постоянством режима. Дебиты источников часто достигают 1,5–2,5 л/сек. Степень минерализации и химический состав вод в зонах разрывных нарушений в подавляющем большинстве случаев почти не отличается от степени минерализации и химического состава трещинных грунтовых вод [Вдовин, 1958 г.].

В правых притоках р. Тумнин имеются два восходящих термальных газирующих источника, приуроченных к тектонической зоне – Горячий Ключ и Теплый Ключ. Источник Горячий Ключ расположен в долине р. Чопэ, абсолютная высота его выхода на поверхность – 280 м. Выделяющийся газ не имеет запаха и не горит. По данным анализа, произведенного лабораторией природных газов АН СССР, в составе газа преобладает азот – 97,3–97,49 %, кроме того присутствуют CO_2 – 0,9–0,97 % и O_2 – 1,54–1,8 %. По химическому составу воды слабо минерализованные сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые, а общая минерализация составляет 158–196 мг/л. Температура воды на глубине 44°, на поверхности 41°. Дебит выхода источника у основания склона долины – 1,5 л/сек, на высокой пойме – 2,7 л/сек. Источник Теплый Ключ расположен у правого склона долины р. Садынку на поверхности высокой поймы. Физические и химические свойства воды в целом аналогичны источнику Горячий Ключ, но температура воды здесь составляет 23–24° и минерализация – 90–120 мг/л. В соответствии с величиной геотермической

ступени можно предположить, что термальные воды поднимаются с глубины 1400–1500 м. По химическому составу и целебным свойствам воды сходны с азотными термальными водами источника Кульдур в районе Мал. Хингана [94].

Центрально-Сихотэ-Алинский гидрогеологический район расположен в одноименной структурно-формационной зоне. Преимущественным распространением здесь обладает водоносный комплекс зон трещиноватости в карбонатно-вулканогенно-кремнисто-терригенных породах позднего палеозоя – раннего мезозоя и мезозойских гранитоидов. Ограниченным распространением пользуются воды миоценовых угленосных отложений удильской серии. Водоносность терригенных пород - низкая. В условиях интенсивного расчленения рельефа, способствующего быстрому стоку атмосферных осадков, толщи, как правило, водоносны лишь периодически. Выпадающие атмосферные осадки быстро поглощаются и выходят на поверхность у подножья склонов в виде многочисленных источников. В сухие сезоны они часто полностью пересыхают. Дебиты источников составляют 0,1–0,3 л/сек.

Большой водообильностью отличаются гранитоиды. Обладая довольно сильной трещиноватостью и наличием плоских водосборных поверхностей, они служат хорошими коллекторами трещинных вод. Источники, встречающиеся на площади развития гранитоидов, многочисленны. Большинство их не пересыхает даже в засушливое время года. Характерной особенностью источников является относительное постоянство их дебита и сравнительно большой расход воды (0,5–1,5 л/сек). Этим, по-видимому, объясняется то, что ручьи, вытекающие из гранитоидов, наиболее многоводны.

В миоценовых отложениях удильской серии водовмещающая толща сложена рыхлыми и слабосцементированными песками, супесями и галечниками, разделенными пачками глин и бурых углей. Водоносные горизонты линзообразные, межпласговые. Один из таких горизонтов был вскрыт скважиной, пройденной по руч. Разведочный. На глубине 26 м залегает слой песка мощностью 2,5 м, при вскрытии которого вода под напором поднялась по обсадным трубам на 10 м выше устья скважины. Дебит воды составил 2,5 л/сек. Другой напорный горизонт воды был вскрыт на глубине 21 м. Вода поступила из кровли угольного пласта и поднялась над устьем скважины на 12 м. Дебит воды составил также 2,5 л/сек. Через некоторое время дебит воды упал до 0,15 л/сек и в дальнейшем самоизлив прекратился. Вода слабо минерализована, мягкая, пресная, гидрокарбонатно-магниева [26]

Наиболее водообильными и значительными по запасам на всей территории листа во всех гидрогеологических районах являются пластово-поровые воды аллювиальных песчано-галечниковых отложений высокой и низкой пойм. Глубина залегания вод в зависимости от количества выпадаемых осадков и уровня воды в реках колеблется в пределах 0,2–3 м. Откачкой воды из шурфов первой надпойменной террасы получены максимальные дебиты 0,5–1,5 л/сек при понижениях уровня на 0,1–0,2 м и из шурфов второй террасы – 0,1–0,9 л/сек при понижениях на 0,15–0,3 м [111]. В отложениях террас более высоких уровней вода залегает на глубинах до 5 м или же она совсем отсутствует. Питание водоносных горизонтов происходит за счет инфильтрации

атмосферных осадков, подтока вод со склонов, трещинно-жильных и мерзлотных вод. Дренирование осуществляется речной сетью и за счет родников в уступах террас. Минерализация их незначительная (до 65 мг/л), реакция слабокислая (рН 6,3–6,8), состав гидрокарбонатный кальциево-магниевый с заметным содержанием сульфат-иона. Воды прозрачные, без цвета и запаха, пригодные для хозяйственных нужд и питья.

Сахалинская сложная гидрогеологическая складчатая область

Территория площади листа включает в себя: Восточно-Сахалинские горы, Западно-Сахалинские горы, Тымь-Поронайский прогиб и южную часть Северо-Сахалинской равнины.

Геологическое строение района предопределило преимущественное развитие поровых, порово-пластовых вод в рыхлых четвертичных и слабо литифицированных неогеновых отложениях. В палеогеновых и мезозойских отложениях, осложненных многочисленными разрывными нарушениями, развиты трещинные, трещинно-жильные, реже трещинно-карстовые подземные воды. Источниками питания подземных вод, в основном, являются атмосферные осадки, в меньшей степени – воды, перетекающие из ниже и вышележающих водовмещающих слоев. Области питания подземных вод чаще всего являются блоковые поднятия и зоны тектонических нарушений.

В пределах Сахалинской сложной гидрогеологической области на площади листа выделены гидрогеологические подразделения II порядка: Северо-западная Сахалинская гидрогеологическая и Юго-западная Сахалинская гидрогеологическая складчатые области, которые, в свою очередь, подразделяются на гидрогеологические массивы и артезианские бассейны.

Северо-западная Сахалинская гидрогеологическая складчатая область

Большая часть островной суши листа относится к Северо-западной Сахалинской гидрогеологической складчатой области, внутри которой выделены гидрогеологические структуры III порядка: Северо-Сахалинский и Поронайский межгорные артезианские бассейны, и Восточно-Сахалинский гидрогеологический массив.

Северо-Сахалинский артезианский бассейн. В пределах исследованной территории представлена только южная часть бассейна. На юге он ограничен выходами мезозойских образований, на западе с седиментационными бассейнами Татарского пролива, а на востоке – акваторией Охотского моря.

Восточно-Сахалинский гидрогеологический массив. В пределах гидрогеологического массива выделено три гидрогеологических подрайона: Набильский, Рымникский и Пограничный.

Набильский и Рымникский гидрогеологические подрайоны приурочены к одноименным антиклинальным зонам. Подземные воды в них по характеру циркуляции трещинные, связаны с зоной выветривания, реже трещинно-жильные. Выветрелые и трещинные породы развиты, как правило, до глубины 10 м. В меньшей степени развиты трещинно-жильные воды.

Пограничный гидрогеологический подрайон – малый межгорный артезианский бассейн, приуроченный к грабенообразной впадине, выполненной кайнозойскими осадочными отложениями. Пресные и ультрапресные грунто-

вые безнапорные и субнапорные воды связаны с песчаными, гравийными и галечными отложениями плейстоценового возраста, развитыми в прибрежной части Пограничного бассейна и в долинах рек, а также с верхними, нелитифицированными и слаболитифицированными отложениями – песками, гравийно-галечниками, слабосцементированными песчаниками и конгломератами неогенового возраста.

Тынь-Поронайский (Поронайский) межгорный артезианский бассейн. Расположен в пределах Центрально-Сахалинского прогиба, ограниченного с запада Центрально-Сахалинским разломом. На востоке он граничит с Восточно-Сахалинским складчато-блоковым поднятием, на юге бассейн погружается под воды залива Терпения. В пределах бассейна имеют распространение, в основном, пластово-напорные воды.

Юго-западная Сахалинская гидрогеологическая складчатая область

Меньшая часть площади (на юге листа) относится к Юго-западной Сахалинской гидрогеологической складчатой области, в частности к Камыш-Анивскому гидрогеологическому массиву и Татарскому межгорному артезианскому бассейну (структуры III порядка).

Татарский предгорный артезианский бассейн соответствует Татарскому прогибу. С востока бассейн ограничен выходами на поверхность верхнемеловых образований, а на западе морским седиментационным бассейном Татарского пролива.

Преобладающим типом подземных вод являются безнапорные трещинные, реже – трещинно-жильные.

В зависимости от структурно-вещественных особенностей разреза выделены в дочетвертичных образованиях 7 водоносных комплексов и два относительно водоупорных горизонта, и один сложный водоносный комплекс рыхлых четвертичных отложений.

Сложный водоносный комплекс рыхлых четвертичных отложений (Q). Наиболее распространен в пределах Тынь-Поронайского и Северо-Сахалинского бассейнов, развит по долинам горных рек и на прибрежных равнинах. Представлен отложениями различного генезиса: аллювиальными, палюстринными, эоловыми, аллювиально-пролювиальными, делювиально-пролювиальными, озерными, морскими и аллювиально-морскими. Аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные и озерные отложения мощностью до 30 м, развиты вдоль бортов депрессии и представлены переслаиванием гравийно-галечниковых отложений (с различным содержанием песчано-глинистого заполнителя) с суглинками. В средней и центральной частях депрессии данные отложения сменяются аллювиально-морскими и палюстринными, разрез которых сложен, как правило, глинами, суглинками, песками, торфом с маломощными линзами глин и суглинков.

Отложения аллювиального генезиса распространены, как правило, по долинам рек. Они включают в себя гальку, гравий, пески, валунно-галечный материал с суглинистым и супесчаным заполнителем, мощностью от 3 до 30 м.

Аллювий горных рек, хотя и имеет грубообломочный состав, как правило, обладает относительно невысокими фильтрационными свойствами (коэффициент фильтрации (Кф) от 1 до 30 м/сут., и очень редко до 100 м/сут.), что объясняется его плохой отсортированностью. Глубина залегания подземных вод невысокая, от 0,5 до 2,5 м, очень редко до 4-5 м. Питание происходит из рек и прилегающих водоносных горизонтов (комплексов), разгрузка наиболее интенсивно осуществляется в реки, в меженный период. В виду малых мощностей отложений и не защищенности от поверхностного загрязнения, аллювиальные отложения имеют ограниченное значение в водоснабжении.

Аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные и озерные отложения мощностью до 30 м, развиты вдоль бортов Тымь-Поронайской депрессии и представлены переслаиванием гравийно-галечниковых отложений (с различным содержанием песчано-глинистого заполнителя) с суглинками. В средней центральной части депрессии данные отложения сменяются аллювиально-морскими и палюстринными, разрез которых сложен, как правило, глинами, суглинками, песками, торфом с маломощными линзами глин и суглинков. Палюстринные отложения занимают так же наиболее низкие уровни прибрежной равнины [336].

Аллювиально-пролювиальные отложения, которые особенно широко развиты в восточной части борта Тымь-Поронайской низменности, являются наиболее водообильными. Коэффициенты фильтрации составляют от 40-200 м/сут. на крупных конусах выноса вблизи их вершин, и до 1-50 м/сут на малых конусах выноса и на периферийных частях конусов. Аналогичная ситуация отмечается с коэффициентом водопроницаемости, достигающим вблизи вершин конусов выноса на русловых фациях 1000-4000 м²/сут и до 20-100 м²/сут на малых конусах выноса (на сопредельной с запада территории по скважинам в районе п. Буюклы).

Хорошие фильтрационные свойства русловой фации пролювия обеспечивают высокую производительность водозаборов. Удельный дебит скважин колеблется от десятых долей до 15 л/с. Возможная производительность водозаборных скважин достигает 30-40 л/с при понижении уровня менее 10 м. На малых конусах выноса эти показатели значительно хуже.

Морские отложения сложены преимущественно глинами и илами с прослоями водовмещающих тонко- и мелкозернистых песков. Береговые валы являются областью инфильтрации атмосферных осадков и, как правило, до уровня моря содержат пресные воды, которые можно эксплуатировать колодцами. Во всех остальных местах мощность водовмещающих пород минимальная и воды значительно минерализованы. Коэффициенты фильтрации водовмещающих отложений зависят от условий накопления осадков и, как правило, весьма невысоки от 0,05 до 1 м/сут.

В целом водоносный комплекс получает питание из рек, формирующих конуса выноса, а также путем прямой инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка осуществляется как непосредственно в реки, протекающие по периферии конусов выноса, так и путем выклинивания на поверхность земли с

формированием рек и ручьев, а также в сопряженные водоносные горизонты (комплексы).

Подземные воды пресные с общей минерализацией от 0,07 до 0,2 г/дм³, мягкие (общая жесткость 1-1,5 мг-экв/дм³), бактериологически здоровые, по микрокомпонентному составу пригодны для питья. В прибрежно-морских частях минерализация увеличивается до 2 г/дм³.

Водоносный комплекс может быть использован для организации централизованного водоснабжения.

Плиоценовая зона трещинных вод вулканогенных образований орловского вулканического комплекса (N₂) распространена в юго-западной части района работ в пределах плато Ламанон. Связана с лейкобазальтами, андезибазальтами, лавобрекчиями, туфами, андезитами. Мощность комплекса достигает 300 м. Трещинные воды приурочены к зонам выветривания, а в нижележащих горизонтах содержатся напорные воды. Дебиты источников достигают 0,02-0,5 л/с. Удельные дебиты скважин не превышают 0,23-0,42 л/с. Воды пресные, с минерализацией до 0,2 г/л, хлоридно-гидрокарбонатные, магниево-натриевые.

Верхнемиоцен-плиоценовый водоносный комплекс терригенных отложений (N₁₋₂). Приурочен к отложениям натовской свиты и ее аналога – маруямской свиты. По большей части, в районе работ, комплекс развит в пределах Северо-Сахалинской равнины, где он залегает на поверхности и лишь в прибрежных частях перекрыт водоносными четвертичными отложениями. В районе Тымь-Поронайского артезианского бассейна комплекс погружен под мощный слой четвертичных отложений и на дневную поверхность породы комплекса выходят лишь в краевых его частях. Представлен преимущественно переслаиванием пластов уплотненных песков, иногда цементированных слабых песчаников с алевритами. В пределах указанных свит отмечаются гравийники, гравелиты и иногда конгломераты на песчаном цементе.

Породы этого возраста в основном выполняют синклинальные, грабен-синклинальные структуры и наложенные впадины. На крыльях антиклинальных поднятий они залегают с углами наклона от 10 до 25°, иногда до 60° (в приразломных зонах). Общая мощность комплекса меняется от тысяч метров в осевых частях синклинальных структур до десятков метров на крыльях антиклиналей.

Водоносными породами комплекса, в основном являются, песчаные образования. Пласты песков мощностью от 40 до 200 м чередуются с пластами глин, алевритов, глинистых песчаников, алевролитов мощностью 5-50 м, редко до 200 м. Пески имеют различную крупность, чаще они мелкие и пылеватые, содержат маломощные (0,1-1,0 м) пропластки глин, а также линзы и прослойки гравия и галечников. Фильтрационные свойства их различны. Гравелистые пески имеют коэффициент фильтрации 12-18 м/сутки, мелкозернистые пески 2-4 м/сутки, глинистые пески и алевриты не более 0,2 м/сутки. В целом верхняя часть разреза характеризуется более песчаным составом отложений, чем нижняя. Для последней характерно тонкое ленточное переслаивание.

вание песков, песчаников, алевролитов и глин. В плане наблюдается опесчанивание разреза в направлении с востока на запад.

Сцементированные породы (песчаники, конгломераты) обычно слабо трещиноваты. В них преобладают трещины, закрытые и закольматированные глиной, в связи с чем их фильтрационные свойства невысоки ($K_f < 1$ м/сутки).

В силу наклонного залегания пластов, только в местах выхода песчаных пластов на дневную поверхность (местная область питания) отмечается безнапорный режим. С погружением пластов на глубину везде подземные воды приобретают напор.

В пределах Северо-Сахалинского артезианского бассейна этот водоносный комплекс является основным объектом для организации водоснабжения. Эксплуатируется он одиночными скважинами для водоснабжения небольших поселков или жилых комплексов при буровых. На основании вод этого комплекса произведены поиски и разведка запасов подземных вод для централизованного водоснабжения поселка Ноглики – водозабор «Пайно» в 13 км ЮВ пос. Ноглики и «Уйглекутское», соответственно с запасами 32,64 и 40,14 тыс. м³/сутки. На других участках эксплуатационные запасы не превышают 200 м³/сутки и служат для обслуживания буровых участков.

Наиболее приемлемы для освоения скважинами глубиной 100-250 м напорно-безнапорные воды в местных областях питания подземных вод. Удельные дебиты скважин от 0,3 до 1,2 л/с. Коэффициенты фильтрации от 1 до 7 м/сут, коэффициенты водопроницаемости отдельных водонасыщенных пластов от 150 до 450 м²/сут. В Тымь-Поронайском артезианском бассейне дебит скважин отражает литологические особенности пород и изменяется от тысячных долей при понижении уровня на 8 м (алевролитовые породы, глинистые пески) до 8,3 л/с при понижении на 6 м (разнозернистые пески). Удельный дебит колеблется соответственно в пределах 0,006-1,3 л/с.

В районе г. Макарова дебит скважин, вскрывших трещинно-жильные воды, составил соответственно 3,3 л/с при понижении уровня на 18,5 м и 0,01-0,3 л/с при самоизливе. Здесь разведаны запасы подземных вод на участках недр «Тумановское» и «Макаровское». «Тумановский» эксплуатируется с водоотбором 200 м³/сутки при утвержденных запасах 240 м³/сутки. Водозабор «Макаровское» в настоящее время не работает.

Питание водоносного комплекса осуществляется преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков, реже за счет подтока со стороны окружающих водоносных горизонтов. В крупных долинах питание происходит и за счет перетока вод из вышележащих водоносных подразделений.

В Северо-Сахалинской низменности основными областями питания служат наиболее возвышенные участки выходов пород на поверхность. Питание артезианских вод в Тымь-Поронайском бассейне осуществляется преимущественно в пределах предгорий, где породы, слагающие комплекс, выходят на поверхность. Разгрузка подземных вод происходит преимущественно в прибрежной части острова и в море.

В целом, комплекс характеризуется значительной проницаемостью, в связи с чем, воды его в пределах большей части Северо-Сахалинской равнины являются пресными с минерализацией менее 1 г/дм³. В Тымь-Поронайской низ-

менности воды с минерализацией менее 0,08-0,3 г/дм³ были встречены в синклинальных структурах на глубинах 200-500 м. На антиклинальных поднятиях минерализация воды на глубине 50-60 м достигает 1,5-4,5 г/дм³ и более.

Средне-верхнемиоценовый относительно водоупорный горизонт (N_1) – преимущественно водоупорная толща верхнего и среднего миоцена. Представлен в основном водоупорными глинистыми породами окобыкайской, (Северо-Сахалинский, Тымь-Поронайский бассейны), хузинской (Восточно-Сахалинский массив), александровской (Западно-Сахалинский массив) и курасийской (Татарский бассейн) свит.

Наиболее широко он распространен в пределах Северо-Сахалинской равнины, где выходит на поверхность в своде большинства антиклинальных поднятий. На большей же части равнины горизонт погружен под отложения более молодого возраста на глубину от десятков до нескольких тысяч метров.

Водоносные породы представлены очень редкими невыдержанными в плане и разрезе пластами песков, песчаников, алевритов среди практически водоупорных толщ глин и аргиллитов.

Мощность водоносных слоев изменяется в широких пределах – от единиц до десятков метров, чаще она составляет 20-30 метров. Мощность водоупорных пластов также сильно варьирует – от первых десятков до первых сотен метров. В восточном и северном направлении происходит уменьшение мощности песчаных пластов, что приводит к их полному выклиниванию на отдельных участках и замещению алевритовыми или глинистыми породами.

По существу нижняя часть окобыкайской свиты мощностью до 1000 м является региональным водоупором, четко отделяющим нижезалегающий водоносный комплекс отложений среднемиоценового возраста (N_{1dg}) от вышележащего комплекса нутовской свиты (N_{1-2nt}).

Для тонкозернистых песков, слагающих водоносные горизонты, характерна неотсортированность и неоднородность. Содержание в них частиц менее 0,01 мм составляет обычно около 20%. Средняя пористость песков колеблется в пределах 15-25%. В связи с неоднородностью и глинистостью водоносных песков их коэффициент фильтрации и водопроницаемость невелики.

Неотсортированность и глинистость редких невыдержанных прослоев водонасыщенных тонкозернистых или пылеватых песков сильно сказывается на производительности гидрогеологических скважин. При этом скважины, оборудованные фильтрами на эти прослойки, крайне недолговечны из-за постоянного пескования.

В Тымь-Поронайской впадине средне-верхнемиоценовые отложения также отнесены к региональному водоупору, так как большинство пробуренных скважин практически безводные, хотя в некоторых местах отмечаются слои водопроницаемых песков и песчаников. Так, дебит скважины, вскрывший в районе поселка Тымовское водоносные песчаники верхнего миоцена равен 0,3 л/сек при понижении уровня на 11,7 м, удельный дебит 0,03 л/сек.

Химический состав вод, приуроченных к редким водовмещающим прослоям, вблизи области питания резко отличается от таковых при залегании на глубине. В области питания воды пресные, хлоридно-гидрокарбонатные, натриевые, мягкие. В условиях затрудненного водообмена воды, как правило,

солончатые либо соленые. Именно закрытостью, изолированностью от областей питания объясняется тот факт, что в толще окобыкайских отложений может быть вскрыта солончатая вода, а в кровле нижележащих песков дагинской свиты вскрываются пресные воды, т.е. факт инверсии соленых вод налицо.

Этот горизонт не имеет практического значения при решении вопросов сооружения централизованных крупных водозаборов. Может использоваться отдельными одиночными скважинами для водоснабжения небольших объектов при отсутствии в районе других возможностей для водоснабжения.

Ниже-среднемиоценовый водоносный комплекс терригенно-вулканогенных отложений (tvN_1). В состав этого комплекса включены воды в отложениях дагинской, уранайской, верхнедуйской, сертунайской свит и воды чеховского и ягодного вулканогенных комплексов.

Дагинская свита делится на три части. В верхней отмечается 4 пачки песков, разделенных маломощными водоупорами; в средней подсвите наблюдается почти ритмическое чередование уплотненных песков с глинами и алевролитами, но отмечаются еще и прослойки углей, в нижней части слои слабых песчаников сменяются пачками глин. Отложения этой свиты в сводовых частях или в структурных ловушках чаще всего нефтегазоносны и в таком случае на крыльях структур содержат соленые и солончатые застойные воды. В местах выхода отложений свиты на дневную поверхность пресные воды хорошего качества залегают, как правило, на крыльях антиклинальных структур в верхней части дагинской свиты. В средней угленосной части циркулируют обычно солончатые воды, часто с неприятным запахом. В ядре структур на глубине 20-50 м в отложениях нижней части наблюдаются соленые воды.

К северо-востоку от выхода в Северо-Сахалинскую равнину долины р. Тымь, водоносный комплекс дагинской свиты залегают на глубине около 20 м под голоценовыми аллювиальными отложениями. Здесь преимущественно распространены водоносные горизонты в отложениях нижней части дагинской свиты, слагающей здесь ядро сложно построенной Имчинской группы складок, изолированных многочисленными тектоническими нарушениями. Несмотря на то, что в водоносном горизонте аллювиальных голоценовых отложений циркулируют пресные подземные воды, а наклонно залегающие слои нижедагинских песчаных отложений не изолированы от вышележащего горизонта, тем не менее, воды в отложениях дагинской свиты соленые [463].

Очень часто даже мелкие скважины (100-150 м) вблизи тектонического нарушения испытывают насыщение подземных вод метаном.

В то же время, воды этого комплекса, особенно в отложениях верхней части широко используются для водоснабжения, в том числе и централизованного.

Для водоснабжения поселка Ноглики работает водозабор «Имчин» эксплуатирующий водонасыщенные пласты верхней части и частично средней подсвиты. Удельные дебиты одиночных скважин от 0,12 до 0,75 л/с. Водопроницаемость отдельных водоносных пластов 63-100 м²/сутки, средний коэффициент фильтрации 1,3-2,5 м/сутки. Эксплуатационные запасы подзем-

ных вод по месторождению «Имчин» утверждены в количестве 10,79 тыс. м³/сутки. Водоотбор обычно составляет около 320 м³/сутки. Кроме указанного водозабора в описываемом районе разведаны участки недр («Аэропортовский», «Газотурбинное», участок «Газовая станция», «Луньское» и др.) для водоснабжения небольших объектов с утвержденными запасами от 65 до 830 м³/сутки.

Вдоль восточного склона Западно-Сахалинских гор, слагая борт Тымь-Поронайского артезианского бассейна и артезианского бассейна залива Терпения, распространены водовмещающие эффузивно-осадочные образования чеховского вулканогенного комплекса. Залегая в предгорьях, эти отложения хорошо промыты на этом участке инфильтрационными водами и содержат пресные воды, пригодные для питья. Однако степень литификации отложений чеховского комплекса несколько выше, чем у дагинской свиты, поэтому их водоносность ниже.

Использование подземных вод комплекса для водоснабжения особенно в отложениях верхней части дагинской свиты предпочтительнее на крыльях антиклинальных структур в области питания подземных вод. Может использоваться отдельными одиночными скважинами для водоснабжения небольших объектов. Так, в Пограничном районе (Восточно-Сахалинский гидрогеологический массив) используются подземные воды комплекса на «Первопограничном» и «Петросаховском» участках с утвержденными запасами соответственно 656 и 156 м³/сутки.

Олигоцен-нижнемиоценовый относительно водоупорный горизонт (Р₃-N₁). Преимущественно водоупорная толща олигоцена – нижнего миоцена. В этот горизонт входят отложения уйнинской, борской, пиленгской, даехурианской, холмской свит, а так же породы оленереченского и хойджинского вулканогенных комплексов. Породы в этих образованиях, в основном представлены аргиллитами, глинами, реже алевролитами с редкими тонкими прослоями песчаников, базальтами, андезибазальтами, туфами, туффитами, конгломератами, риодацитами, опоками. Как правило, эти породы безводны и представляют собой региональный водоупор, но иногда одиночными скважинами вскрываются прослои песчаников. К тому же в зонах тектонического дробления иногда отмечаются значительные водопритоки.

Но не только почти полная безводность характерна для этого комплекса, но и воды по качеству чаще всего не пригодны для питья. Обычно в них минерализация от 0,5 г/дм³ и выше, чаще всего более 1 г/дм³, что делает их непригодными для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Помимо этого они часто газонасыщены. Газ преимущественно метановый, иногда с резким запахом сероводорода, что окончательно ставит этот комплекс в ряд неперспективных для организации централизованного водоснабжения.

Тем не менее, воды этого комплекса используются, особенно в местах, где другие водоносные горизонты отсутствуют. Чаще всего это верхняя зона экзогенной трещиноватости в среднем до глубины 50 м. Именно в проблемных с точки зрения водоснабжения районах могут буриться одиночные скважины

на вскрытие верхней зоны экзогенной трещиноватости для мелких водопотребителей.

В Томаринском районе для водоснабжения пос. Ильинский подсчитаны запасы на участке недр «Правобережный» в количестве 7,2 тыс. м³/сутки. В настоящее время не эксплуатируется и входит в состав нераспределенного фонда.

Напорные воды вскрыты на больших глубинах (свыше 2000 м) и приурочены к нефтегазоносным или перспективным на нефть и газ районам.

Они, как правило, обладают высокой минерализацией, характеризуются наличием микрокомпонентов (йод, бор, бром и др.), имеющих промышленное значение.

Палеоцен-олигоценый водоносный комплекс терригенных отложений (Р). В этот комплекс объединены водовмещающие породы бошняковской, синегорской, каменской, снежинкинской, нижнедуйской, краснопольевской, такардайской, люкаменской, гейнношинской, аракайской, и гастелловской. Этот комплекс в основном развит в западной изучаемой территории, занимает незначительное по площади распространение, обнажаясь на самых верхних гипсометрических отметках.

Водовмещающие породы комплекса представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, туффитами, туфами, туфопесчаниками, конгломератами, гравелитами туфоконгломератами и туфоалевролитами.

Воды комплекса приурочены к зоне экзогенной трещиноватости, которая на глубине 60-80 м, как правило, затухает. Местами отмечаются зоны тектонической трещиноватости, уходящие на значительную глубину. В таких зонах водоносность отложений несколько выше, хотя встречаются и экранирующие разломы с глинистым материалом и они, как правило, безводны. В Макаровском административном районе вблизи интрузивных тел отмечаются зоны вторичного изменения пород и обводненность таких зон также больше фоновой для комплекса.

На западном побережье о. Сахалина этот водоносный комплекс широко используется для водоснабжения, в том числе и для создания небольших групповых водозаборов.

Нижне-верхнемеловые водоносные зоны трещиноватости (К₁₋₂). Разделение отложений на водоносные и водоупорные проведено условно. Поэтому приводится совместное описание. Распространены отложения зон и выходят на дневную поверхность, в основном, в Западно-Сахалинском гидрогеологическом массиве. Водовмещающими породами служат образования быковской, тымовской, побединской, жонкирьерской, верблжегорской, арковской, красноярковской, буюклинской и самохинской свит – песчаники, часто туффитовые, реже гравелиты, туфогравелиты, туфоалевролиты, туффиты, алевролиты и туфы, общая мощность которых достигает 9 тысяч метров. Породы смяты в складки с углами падения на крыльях 30-40°, местами до 60-70°. Трещиноватость пород неравномерная. Вблизи дневной поверхности преобладают открытые трещины шириной до нескольких миллиметров. На глубине более 100 м трещины имеют преимущественно волосной характер. Исключением являются зоны разрывных тектонических нарушений, с кото-

рыми связаны интенсивная трещиноватость и раздробленность пород, прослеживаемая на глубину несколько сотен метров.

Фильтрационные свойства водовмещающих пород меняются в зависимости от вещественного состава, а также с глубиной. Так, коэффициент фильтрации водоносных песчаников в интервале до 30 м составил 3,3 м/сутки, а коэффициент фильтрации аргиллитов в том же интервале оказался равным 0,2 м/сутки, т.е. в 16 раз меньше. В пределах того же участка средний коэффициент фильтрации песчаников в интервале от 75 до 110 м составил 0,04 м/сутки, вместе с тем в приповерхностной зоне до глубины 10-15 м он достигал 10 м/сутки.

Безнапорные трещинные воды приурочены к зоне выветривания пород мощностью от нескольких метров на водоразделе до 100-150 м в речных долинах. Водопроницаемость трещиноватых пород зоны выветривания в пределах речных долин достигает 100 м²/сутки. Глубина зеркала подземных вод максимальная в пределах водораздельных участков (100-150 м от земной поверхности), по направлению к речным долинам она уменьшается и в днищах долин и основаниях горных склонов обычно не превышает 6 м. Дебит родников колеблется от 0,001 до 3 л/с. Максимальный дебит 9,1-11,15 л/с при понижении уровня на 9-10 м был получен в скважинах, вскрывших водоносные песчаники на глубине 70-80 м в интервале интенсивной трещиноватости. В тех случаях, когда вскрытые водоносные породы представлены преимущественно аргиллитами, скважины характеризуются несравненно меньшим дебитом (4 л/с при понижении уровня на 15 м). Сравнительно слабую обводненность имеют песчаники на глубине 80-110 м, что связано с затуханием трещиноватости пород с глубиной.

Основное питание трещинные воды получают в пределах горных хребтов. Источником питания служат атмосферные осадки. Разгрузка происходит в долинах рек в аллювиальные отложения или непосредственно в реки. Частично воды расходуются на питание более глубоко залегающих региональных и локальных трещинно-жилых вод.

Трещинные воды пресные с минерализацией от 0,05 до 0,3 г/дм³, прозрачные. Наиболее слабо минерализованы воды в пределах зоны активного стока, выше местных базисов эрозии (0,1-0,2 г/дм³). По анионному составу воды преимущественно гидрокарбонатные. Катионный состав их различный.

Воды мягкие с общей жесткостью от 0,15 до 2,5 мг-экв/л; железо обычно присутствует в виде следов. Воды обладают хорошими бактериологическими свойствами, удовлетворяют нормам хозяйственно-питьевого водоснабжения. От загрязнения с поверхности защищены слабо.

Эти водоносные зоны имеют, практическое значение для водоснабжения в пределах речных долин при его эксплуатации скважинами глубиной 20-50 м. Водозаборы на свободные трещинные воды имеются в Первомайском районе (Восточно-Сахалинский гидрогеологический массив) с небольшими запасами до 100 м³/сутки («Мойга», «Юбилейный»).

Напорные трещинные и трещинно-жилые воды меловых отложений практически не изучены. Последние были опробованы только в нефтепоисковых скважинах у подножия Камышового хребта, в районе поселка Гастел-

ло, вскрывших трещиноватые аргиллиты и туфогенные породы (низы быковской свиты) на глубине 560-570 м. На основании данных о затухании региональной трещиноватости с глубиной можно предполагать, что фильтрационные свойства пород ниже зоны выветривания преимущественно низкие. Дебит самоизливающихся скважин при опробовании отдельных интервалов, приуроченных преимущественно к туфогенным породам, колебался в пределах 0,005-0,12 л/с. Удельный дебит составлял менее 0,001-0,006 л/с. Пьезометрический уровень установился на отметке 86 м (70 м выше поверхности земли).

Трещинно-жильные воды приурочены к зонам тектонической трещиноватости, характеризующимся повышенной водопроницаемостью, и могут быть встречены на глубинах от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

В долине р. Побединка разведано «Топольное» месторождение минеральных вод. Месторождение сложено меловыми отложениями, представленными песчаниками, алевролитами, туффитами, приуроченных к трещинно-жильному коллектору меловых отложений побединской свиты. Вода гидрокарбонатная кальциево-натриевая малой минерализации (2,7 – 4,5 г/дм³) слабо углекислая, борная (34-64 мг/дм³), кремнистая, слабокислая, холодная.

Юрско-олигоценые водоносные зоны трещиноватых пород (J-Р). Распространены в пределах Восточно-Сахалинского массива. Породы комплекса представлены образованиями березовской, хойской, богатинской, остринской и ивашкинским и раkitинским тектоногенными комплексами, а так же верхнелангерийским метаморфическим комплексом – рассланцованными песчаниками, филлитами, диабазами, среди которых встречаются прослой и линзы кварцитов, алевролитами, песчаниками, олистостромами, туфами, метаморфическими сланцами, туфоалевролитами. Общая мощность комплекса около 2800 м. В приповерхностной зоне породы выветрелые, трещиноватые, имеют преимущественно открытые трещины шириной до 2-3 мм. Наиболее интенсивная трещиноватость отмечается в пределах первых метров от поверхности. С глубиной она довольно быстро затухает.

Водопроницаемость пород в целом слабая. В пределах Восточно-Сахалинских гор, средний коэффициент фильтрации слюдяно-кварцевых сланцев в зоне выветривания равен 0,1 м/сутки. Ниже зоны выветривания породы водопроницаемы лишь по зонам разрывных нарушений.

Глубина зеркала свободных трещинных вод резко изменяется в зависимости от рельефа. На горных вершинах и водораздельных гребнях она достигает 50-70 м от поверхности, в то время как вблизи речных долин не превышает 10 м. Подошвой обводненной зоны являются практически водонепроницаемые породы, залегающие глубже зоны выветривания. Мощность водоносной зоны на водоразделах составляет всего несколько метров. Нередко на этих участках породы являются безводными. В направлении к речным долинам происходит постепенное увеличение мощности водоносной зоны до 70-80 м, но и в пределах речных долин водопроницаемость водоносного горизонта обычно менее 10 м²/сутки.

Дебиты буровых скважин, вскрывших свободные трещинные воды, невелики. В отрогах Восточно-Сахалинских гор получен дебит 0,34-0,45 л/с при

понижении уровня на 8,7-20 м; удельный дебит 0,047-0,052 л/с. В связи с тем, что на участке заложения скважины трещиноватые породы перекрыты аллювиальными суглинками, воды слабонапорные.

Питание трещинные воды получают главным образом в пределах горных хребтов и их склонов. Источниками питания являются атмосферные осадки. Разгрузка происходит в речные долины и зоны тектонических нарушений. Естественными водопроявлениями горизонта являются нисходящие эрозионные родники, приуроченные к верховьям распадков или подножьям склонов горных хребтов. Родники обычно малodeбитные; преобладают дебиты 0,01-0,3 л/с.

Воды зоны трещиноватых пород пресные с минерализацией от 0,03 до 0,2 г/дм³; мягкие с общей жесткостью от 0,5 до 3,1 мг-экв/л; в целом удовлетворяют нормам хозяйственно-питьевого водоснабжения. Железо в них обычно присутствует в виде следов. По анионному составу воды гидрокарбонатные. Катионный состав их преимущественно кальциевый, реже смешанный.

Водоносная зона трещиноватых пород имеет практическое значение для водоснабжения в пределах речных долин, при эксплуатации скважинами глубиной 20-50 м.

Акватория

В пределах акватории выделено несколько субаквальных гидрогеологических структур (Колмак, 1994). Они относятся к типу артезианских бассейнов. С запада на восток намечены следующие артезианские бассейны: Приморского шельфа (полоса акватории шириной 10-20 км параллельно западному побережью Татарского пролива), Татарского пролива (в основном, отвечает по площади зеркалу Татарского пролива), Западно-Сахалинского шельфа (полоса присахалинского шельфа шириной 10-15 км), залива Терпения (отвечает площади залива), Восточно-Присахалинского шельфа (отвечает на площади листа шельфу Охотского моря). По составу воды бассейнов близки современным морским водам, которые проникают на глубину по зонам тектонической трещиноватости. Воды – порово-трещинно-пластовые, соленые хлоридные натриевые, на Охотском шельфе – хлоридные метановые (Колмак, 1994).

11 ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

По условиям эколого-геологической обстановки территория листа может быть подразделена на три различных области: материковая суша, островная суша и акватория.

Материковая суша

По результатам обработки материалов дистанционного зондирования, данных по геоморфологическим, геохимическим, геоэкологическим [509, 511] исследованиям на территории материковой суши листа выделены природные ландшафты высокогорной тундры, горной тайги и широколиственных лесов средне- и низкогорий, холмогорий, равнин, пойм и низких террас. Краткая характеристика их приводится в экспликации к эколого-геологической схеме.

Экзогенные геологические процессы (ЭГП), влияющие на экологическое состояние среды и проявленные на территории листа, типичны для Дальневосточного региона. В горных ландшафтах – это осыпи, обвалы, сели, особенно частые на крутых склонах хребта Сихотэ-Алинь. В межгорных впадинах северной части района – в Удыль-Кизинской, Бичинской, а также на пойме и низких террасах крупных и средних рек проявлено заболачивание, широко распространены термокарстовые западины, бугры пучения и наледи.

Большинство ландшафтов в той или иной степени затронуто техногенным воздействием, в том числе и на геологическую среду. Наиболее интенсивно оно проявлено на равнинах и денудационном холмогорье, издавна осваиваемых человеком. В последние годы нарастающими темпами осваиваются лесные ресурсы низкогорий, что приводит к нарушениям геологической среды и здесь. По характеру техногенеза в пределах ландшафтных подразделений листа выделены следующие природно-техногенные комплексы (ПТК): инженерно-строительные, горнотехнические и лесохозяйственные. Наиболее значительные техногенные нагрузки приходятся на Комсомольский, Николаевский и Ванинский инженерно-строительные ПТК.

Доминирующими ЭГП в пределах Комсомольского и Николаевского ПТК являются: в русловой и пойменной частях долины р. Амур – речная эрозия и затопление. Уровень загрязнения воды р. Амур колеблется в шир оких пределах, а иногда достигает 100 ПДК. Значительную экологическую угрозу ПТК представляют воды р. Сунгари, по берегам которой на территории КНР сосредоточены многочисленные нефтехимические предприятия. Неконтролируемые сбросы в реку продуктов их производства, в т.ч. бензолов и тяжелых

металлов, создают катастрофическую экологическую ситуацию не только на р. Сунгари, но и на р. Амур, как это произошло в 2005 и 2013 гг.

В состав Ванинского инженерно-строительного ПТК площадью 300 км² входят г. Советская Гавань поселок городского типа Ванино, близрасположенные населенные пункты и транспортная сеть. В результате техногенных воздействий на природную среду на территории ПТК на бортах долин рек формируются оползни, вдоль железной и автомобильных дорог в местах подрезки склонов холмов и увалов – овраги, обвалы, осыпи. Множество проблем, возникших в процессе хозяйственной деятельности, связано с наледями, заболачиванием, криогенными процессами: термокарстом, пучением грунтов, просадкой железнодорожного полотна. Модуль техногенной нагрузки в пределах Ванинского ПТК равен 418,9 т/км² в год.

Техногенное воздействие на геологическую среду, связанное с добычей россыпного золота, особенно интенсивно проявлено в Оемкунском золото-россыпном узле. В долинах водотоков здесь полностью уничтожен первичный ландшафт, в донных осадках содержание ртути превышает фоновое в 20–25 раз. Рекультивация нарушенных земель в пределах узла не проводилась. Лесохозяйственные ПТК. Негативное влияние на природную среду территории оказывает промышленная рубка лесов и, как правило, сопровождающие ее лесные пожары. Вырубки лесов, обустройство лесовозных дорог и пожары на горных склонах приводят к формированию или активизации осыпей, курумов, лавин, селей, промоин, а на относительно выровненных участках – к частичному заболачиванию.

Материалы по изучению экологического состояния и степени загрязнения поверхностных вод района имеются для р. Амур. Результаты режимных наблюдений свидетельствуют, что степень их загрязнения меняется от умеренно опасной до опасной из-за повышенного содержания в воде железа общего, меди, цинка, ванадия, марганца, ртути, фенолов, пестицидов, нефтепродуктов, азотсодержащих и легко окисляемых органических веществ. Экологическая оценка качества подземных вод остальной территории листа основывается на изучении естественных условий защищенности подземных вод от загрязнения по особенностям строения зоны аэрации. В районах развития ММП мощностью 50–100 м с редкими таликовыми зонами (долины рек и морское побережье) степень защищенности подмерзлотных подземных вод от загрязнения средняя [475].

По данным геохимического опробования, на территории листа выявлено более 50 природных геохимических аномалий. В большинстве из них содержание токсичных элементов оценивается как допустимое. В моноэлементных аномалиях наиболее интенсивными загрязнителями донных осадков являются ртуть и мышьяк. Например, содержание ртути в 3-х аномалиях по р. Оемку превышает фоновые показатели в 10–15 раз. Мышьяк в высоких концентрациях (до 30 раз) присутствует во многих россыпях золота.

Полиэлементные аномалии представлены широким спектром природных химических загрязнителей всех классов опасности. Наибольшее количество таких аномалий зафиксировано в бассейне р. Лимури. В аномалиях с допустимой степенью загрязнения (индекс загрязнения $Z_c < 16$) токсичными эле-

ментами являются Pb, Zn, Cu, Mo, Sn с содержаниями в 2–7 раз выше фоновых. Умеренно опасное загрязнение ГС ($Z_c > 16 < 32$) наблюдается на правом берегу р. Амур. Спектр природных загрязнителей здесь довольно широкий: W, Sn, Pb, Mg, Co, Zn, Be, Li, Mo, Cu, Hg.

Согласно сеймотектоническим данным (Сеймотектоника, 1989), в пределах листа зоны вероятных очагов землетрясений (ВОЗ) характеризуются максимальными магнитудами (M) 5,5. Остальная территория считается практически асейсмичной, так как в ее пределах транзитные потрясения из высокосейсмичных зон не превышают 5 баллов, а магнитуда зон ВОЗ – 4,5.

Прогнозируя изменения геологической среды в результате влияния хозяйственной деятельности человека или планируя мероприятия по оказанию сильного воздействия на экзогенные геологические процессы, нельзя обойтись без анализа и оценки устойчивости геологической среды и её ландшафтных подразделений. Геодинамическая устойчивость этих подразделений оценивается по расчленённости и энергии рельефа, геодинамической и сейсмической обстановке, величине поражённости ЭГП. Геохимическая устойчивость ландшафтов оценивается в первую очередь по сорбционной способности рыхлых отложений. Все горно-таёжные ландшафты, литогенной основой которых являются преимущественно скальные породы, как правило, геохимически устойчивы, а геодинамически малоустойчивы. Геолого-экологический потенциал платообразных и долинно-таёжных ландшафтов, сложенных соответственно крупнообломочными породами с супесчано-суглинистым заполнителем и рыхлыми аккумулятивными образованиями, является среднеустойчивым.

Оценка экологического состояния геологической среды территории листа проведена с учетом влияния на нее рассмотренных выше природных и техногенных факторов. Экспертному анализу с применением расчетных показателей подверглись следующие факторы: геоморфологический, гидрогеологический, криогенный, геодинамический, естественной радиоактивности, геохимический, гидрологический, неотектонический, антропогенный (техногенный), климатический [509]. Исходя из характера и силы воздействия на различные участки территории того или иного фактора или их комплекса, была дана интегральная оценка экологической обстановки территории листа, позволившая, согласно методическим рекомендациям, выделить три типа районов, различающихся степенью эколого-геологической опасности. Имеющаяся информация о высокой экологической напряженности геологической среды в г. Советская Гавань, пос. Ванино и их окрестностях, а также по право- и левобережью р. Амур позволяют считать эколого-геологическую обстановку их напряженной (около 5 %). Территории предсокогорных и среднегорных хребтов со сложной криогенной обстановкой, высокой сейсмичностью, интенсивно развитым комплексом ЭГП, значительным количеством геохимических аномалий, невысокой водопроницаемостью и водопроницаемостью пород, наличием гарей, вырубков и участков отработки россыпей относятся к категории районов с удовлетворительным состоянием геологической среды (около 40 % площади листа). На остальной территории, где техногенное влияние

носит очаговый и кратковременный характер, степень геоэкологической опасности относительно благоприятная (около 55 % территории листа).

Островная суша

Эколого-геологическую обстановку островной суши определяют в основном, природные факторы. При ландшафтном районировании ведущую роль сыграл геоморфологический фактор. Почвенный и растительный факторы учитывались, но в меньшей степени. Всего было выделено десять классов природных ландшафтов. Природные ландшафты относятся к отделу горных подвижных поясов, который включает в себя два подотдела: 1 – горы; 2 – предгорные шлейфы, долины рек, морские равнины.

Техногенные факторы играют значительную роль на небольших площадях, которые нельзя показать в масштабе Схемы. К техногенным ландшафтам относятся территории, связанные с ведением добычи россыпного золота, промышленной вырубкой леса, добычей и переработкой углеводородов, узкие транспортные ленты. Техногенные ландшафты на Эколого-геологической схеме, в связи с ее загруженностью, не показаны. В этот класс включены городские и сельские агломерации. Он характеризуется техногенным воздействием, нарушенным режимом подземных вод, практически полным уничтожением природной растительности и почв с формированием техногенных грунтов, образованием геохимических аномалий. Основными источниками загрязнения почв и вод являются свалки и бытовые стоки. Отдельные природные ландшафты и их геологическая среда в той или иной степени затронуты техногенным воздействием в связи с ведением добычи россыпного золота. Особенно это интенсивно проявлено на территории Лангерийского золоторудно-россыпного района. На отрезках днищ долин рек и ручьев Лангери, Рукосуев, Кузькин, Нежданый, Горбуша, Кукуй, где проводилась и проводится отработка россыпью дражным и гидравлическим способом, полностью уничтожены все элементы первичного ландшафта. В результате возникли неоаккумулятивные и неоденудационные формы рельефа: система хаотически расположенных отвалов, заполненных водой котловин и т.п. В результате реальное расположение современных русел совершенно не соответствует их изображению на топографических картах.

Основным загрязняющим фактором техногенных отработок при эксплуатации россыпей явилось механическое загрязнение вод, т.е. значительное (в 50-200 раз) увеличение их мутности, которая сохраняется и после прекращения горнодобывающих работ на долгие годы. Что касается механического загрязнения вод, то по данным геохимических исследований, существенного негативного влияния на них техногенные отработки не оказали. Как показывают наблюдения за старыми полигонами старательских выработок, восстановление первичных ландшафтных условий (залесение, сглаживание склонов микроформ рельефа) происходит довольно быстро, за 20-30 лет после прекращения эксплуатационных работ.

Промышленная вырубка леса, обустройство лесовозных дорог, приводящие к формированию врезов в склонах, промоин, а на низменных участках – к частичному заболачиванию, характеризует негативное влияние на природ-

ную среду территории. В то же время, лесопромышленные работы оказывают так же и положительное воздействие на окружающую среду, что связано с вырубкой перестойных, экологически неблагоприятных, захламленных валожником участков леса, которые являются питательной средой для лесных пожаров. Во-вторых, лесовозные дороги служат хорошими разделительными полосами в случае возникновения лесных пожаров. На интенсивность склоновых процессов лесные разработки оказывают не столь уж заметное влияние, поскольку дерновый покров в основном сохраняется, и фактическое усиление денудационных процессов происходит лишь на ограниченных участках территории, в основном вдоль лесовозных волоков и дорог. Восстановление лесного покрова происходит естественным путем довольно быстро, за 5-15 лет (в последовательности: ольха, береза, лиственница, ель и пихта), так что необходимости в искусственных лесонасаждениях нет.

Помимо вышеперечисленных объектов, на восточном побережье находятся эксплуатируемые месторождения: – нефти – «Окружное», «Катангли»; газа – «Имчин», нефти и газа – «Уйглекуты» и «Набильское». А так же нефтеперерабатывающий завод ЗАО «Петросах», установки подготовки нефти, экспортный морской терминал, рабочий поселок, объединенный береговой технологический комплекс (ОБТК), который выполняет переработку газа; нефте- и газопроводы, имеющие протяженность практически по всему Сахалину.

Влияние на окружающую среду нефтепромыслов выражается в следующем:

1. в местах добычи и транспортировки разливы нефтепродуктов на поверхность земли, возможность попадания нефтепродуктов в поверхностные воды;

2. выброс в атмосферу сопутствующих газов;

3. деформация земной толщи в пределах нефтеносных (газоносных) структур;

4. потенциальную опасность несут в себе нефтепроводы, так как расположены в сейсмоопасной зоне (возможны порывы нефтепроводов);

5. активизация старых и проявление новых экзогенных процессов в зоне прохождения трассы нефте- и газопровода.

Представленные на изучаемой территории площади характеризуются различными типами геохимической миграции: Ландшафты с трансэлювиальным, элювиальным (классы 1-4), трансэлювиально-аккумулятивным (классы 5-6), супераквальным (класс 7-8) типами геохимической миграции вещества характеризуются средней геохимической устойчивостью, ландшафты классов 9-10 с супераквальным типом миграции – низкой геохимической устойчивостью.

Геодинамическая устойчивость ландшафтов неоднозначна. Отрицательное воздействие на нее оказывает высокая сейсмичность территории, сейсмическая активность которой оценивается 8-9-ю баллами по шкале MSK-64. В зоне активных разломов возможны мелкофокусные землетрясения магнитудой 9 и более баллов. Для них, устойчивость ландшафтов низкая. Проявление

оползней, осыпей, обвалов предполагают так же низкую геодинамическую устойчивость ландшафта.

При оценке эколого-геологических условий территории учитывались пять ведущих факторов: сейсмичность территории, интенсивность проявления экзогенных процессов, экогеохимическое состояние приповерхностной части литосферы, геоморфологические особенности и степень техногенной нарушенности территории (прил.№6).

Сейсмичность территории неоднородна. Вся изучаемая площадь отнесена к 8-9-и бальной сейсмичной зоне, на фоне которой выделяются зоны сближенных неотектонических разломов с возможным повышенным проявлением силы землетрясений на 1-2 балла.

Экзогенные процессы наблюдаются во всех ландшафтных зонах. По степени интенсивности экзогенных процессов изучаемая площадь подразделяется на четыре категории: очень низкую, низкую, среднюю и высокую. К первой категории можно отнести аллювиальные и морские равнины, где экзогенные процессы проявляются слабо, преобладает боковая эрозия. Ко второй категории относится преобладающая площадь низкогорья с пораженностью экзогенными процессами 5-10%. К средней категории пораженности экзогенными процессами относятся территории средних гор Набильского и низких гор Центрального и камышового хребтов с интенсивным проявлением оползневых и селевых процессов, а так же сходом лавин. Четвертая категория обусловлена интенсивным проявлением абразионных процессов с пораженностью территории более 80%.

В геохимическом отношении территория изучена относительно равномерно, не изучена площадь южной части Набильского хребта. При проведении мелкомасштабного (1:500 000) геоэкологического картирования территории Сахалинской области отбирались пробы почв, донных отложений и поверхностных вод на определение токсичных элементов. В результате чего было выявлено, что на большей части исследуемой территории прослеживается площадное загрязнение мышьяком с преобладающими концентрациями 8-16 ПДК. так же имеются участки, по суммарному показателю загрязнения, отнесенный к умеренно-опасным (Co) и опасным (As, Ni). Из токсичных элементов, на уровне умеренно-опасный (до 8 ПДК), отнесены цинк, никель, марганец. Донные отложения, как и почвы, характеризуются тем же набором токсичных элементов. Загрязнение поверхностных вод токсичными элементами не обнаружено.

Техногенная нарушенность ландшафтов наблюдается в районе нефтепромысла, завода «Петросах», и на участке добычи золота. Техногенная нагрузка территории незначительна. Имеются участки с интенсивной вырубкой леса, что негативно сказывается на водном режиме нерестовых рек.

Геоморфологическими условиями, влияющими на интенсивность эрозионных процессов, отводится незначительная роль в создании опасных эколого-геологических прецедентов. По данному признаку выделены площади с благоприятными, условно благоприятными и неблагоприятными геоморфологическими условиями.

Признаки, по которым была проведена оценка геолого-экологической опасности ландшафтов имеет следующий ряд: сейсмичность – экзогенные процессы – геохимическая обстановка – геоморфологические особенности – техногенная нагрузка. Характеристика различных геолого-экологических условий по данной схеме и оценка бальности приведена в текстовом приложении 6.

Оценка эколого-геологической опасности площади по сумме баллов выглядит следующим образом: 5 баллов – условно-благоприятная, 6-7 баллов – удовлетворительная, 8-9 баллов – напряженная, 10-12 баллов – кризисная (Рис. 10.2). К кризисной относится площадь среднегорья сильно расчлененного Набильского хребта, граничащая с зоной неотектонических разломов. Определяющей здесь является сейсмичность района, а так же широкое проявление экзогенных процессов. Напряженная обстановка характерна для трех площадей. К ним относится сильно расчлененное низкогорье Центрального хребта, Камышового хребта, а так же часть западного и северо-восточного побережья. Первая площадь характеризуется интенсивным проявлением экзогенных процессов, неблагоприятными геоморфологическими условиями и загрязнением почв токсичными веществами (As). Сейсмичность района – 9 (Центральный хребет), 8 (Камышовый хребет)- баллов. Для второй площади характерна широкая пораженность абразионными процессами (80% и более), условно благоприятные геоморфологические условия и фоновая сейсмоопасность (8 баллов).

К удовлетворительным отнесены площади с 9-ю бальным уровнем сейсмичности, локальными, средней и высокой интенсивности, проявлениями экзогенных процессов, и условно благоприятными геоморфологическими условиями. Условно-благоприятная обстановка присуща предгорным шлейфам, морским равнинам, долинам рек, террасам высоким и средней высоты.

Техногенная нагрузка территории носит локальный характер. Процесс нарушенности обратим, то есть после окончания работ восстановление первичных ландшафтных условий происходит в среднем за 15-30 лет. Данных об изменении геологической среды в результате разведки и эксплуатации нефтегазовых месторождений нет. Можно только предположить о загрязнении этой лицензионной территории нефтепродуктами и другими, сопутствующими данному виду деятельности, загрязняющими веществами.

В целом исследуемая площадь в отношении эколого-геологической опасности, выглядит как удовлетворительная и подразделяется следующим образом: 5% территории – кризисная, 35% – напряженная, 20% – удовлетворительная и 40% – благоприятная.

На территории работ имеются 5 заказников и 13 памятников природы – зоологические, геологические, ботанические, комплексные, список которых приведен в приложении 5. На изучаемой территории находится заповедник, расположенный в Поронайском районе. Образован согласно постановлению Главохоты РСФСР № 107 от 30.03.88 г. с целью сохранения естественного состояния типичных для среднего Сахалина природных комплексов, охраны и воспроизводства редких и ценных животных.

Для подтверждения или опровержения загрязнения площадей мышьяком, а так же установления причины такого загрязнения рекомендуется провести крупномасштабную геоэкологическую съемку, включая работы по обследованию территорий прилегающих к нефтегазовым месторождениям, и сопутствующим им нефтеперерабатывающим заводам, а так же нефте- и газопроводу, для оценки техногенной нарушенности и влияния последней на окружающую среду.

Акватория

Татарский пролив и Охотское море в пределах листа расположены, главным образом, на шельфе и только самая южная, наиболее глубоководная, часть Татарского пролива – на материковом склоне.

Прибрежно-шельфовая зона морей и океанов повсеместно является зоной наиболее активного антропогенного воздействия. Около 65% населения живет на морских побережьях, почти 50% городов с населением более 1 млн. размещены на берегах морей и океанов, огромная масса промышленных, сельскохозяйственных и бытовых отходов поступает на мелководья с суши. Кроме того, современный этап развития береговой зоны, в целом, характеризуется дефицитом рыхлого материала. В условиях общего подъема уровня мирового океана преобладают процессы абразии берегов. Добыча песка на мелководье часто приводит к катастрофически быстрому размыву берегов, исчезновению пляжей, а вместе с ними разрушаются дороги и строения. Разработка месторождений углеводородов на шельфе и транспортировка углеводородного сырья, интенсивное судоходство, рыболовство и другие виды деятельности человека резко увеличивают техногенную нагрузку на природную среду (Петров, 2004).

Эколого-геологическое картирование в пределах листа велось только в прибрежно-шельфовой зоне о. Сахалин в 2000-2002 гг. (Стрючков, 2003). Мониторинговые наблюдения состояния морских вод и, реже, донных осадков проводятся ГОИН (Росгидромет, Федеральное государственное учреждение «Государственный океанографический институт им. Н.Н.Зубова») и Центром мониторинга загрязнения окружающей среды Сахалинского УГМС (г. Южно-Сахалинск) только на отдельных участках шельфа (в пределах листа М-54 - в районе порта г. Александровск-Сахалинский).

На Дальнем Востоке антропогенное загрязнение береговой зоны примерно на 44% определяется речным и поверхностным стоками, на 33% - атмосферными осадками, на 12% - морским транспортом и портовыми терминалами, на 10% - свалками и захоронениями отходов, около 1% - стоками промышленных предприятий, расположенных непосредственно на побережье. В связи с масштабными нефтегазовыми разработками на шельфе, строительством трубопроводов, нефтеперерабатывающих заводов и портовых нефтяных терминалов, а также развитием танкерного флота существенная часть загрязнений морской среды приходится на нефтеуглеводороды (27,2). Количество нефтепродуктов, поступающее ежегодно с о.Сахалин в Татарский пролив оценивается в 100 т (95), при этом отмечается рост общего количества углеводородов, выносимых в пролив реками Сахалина (Лебедева Е.С., 2001).

Загрязнение вод шельфовой зоны максимально вблизи морских портов: у берегов Углегорска и Александровска локальное загрязнение морских вод нефтепродуктами в 1996 году в сотни раз превышали ПДК (206). Проведенные в 2007 году наблюдения со спутников выявили в Татарском проливе районы с постоянными источниками загрязнения морской среды, обнаруживаемые по нефтяным пятнам. В пределах листа М-54 это - порт Де-Кастри с нефтехранилищами и терминалом для танкеров (с 2006 г. из порта осуществляются круглогодичные перевозки нефти супертанкерами) и г. Александровск-Сахалинский с портовым рейдом и нефтебазой (63). По индексу загрязненности вод, морские воды в районе г.Александровск-Сахалинский относились к категории грязных (2005 г.) и умеренно-загрязненных (2008 г.).

Мониторинговые наблюдения загрязнения морской воды в акватории порта г. Александровск-Сахалинский в период с 2003 по 2014 году показали улучшение качества морских вод. Содержания азота нитритного и нитратного в воде по результатам многолетних наблюдений не превышали ПДК. Максимальное загрязнение нефтепродуктами отмечалось в 2003 году и достигало 1,30 мг/л (26 ПДК) В целом, по сравнению с 2003 годом, качество морской воды в прибрежной акватории порта Александровск-Сахалинский, существенно улучшилось, что является следствием уменьшения антропогенной нагрузки на морскую среду в районе порта Александровск-Сахалинский (Доклад ..., 2015, 2014, 2013, 2012, 2011, 2010, 2007, 2004).

Изучение уровня загрязнения морских вод в районе платформы ЛУН-А Лунского месторождения проводилось в 2010 г (Программа ..., 2014). Содержание нефтяных углеводородов в поверхностном слое вод изменялось от <3,0 мкг/л до 17,0 мкг/л (0,3 ПДК), в придонном слое - от < 3,0 мкг/л до 18,5 мкг/л (0,37 ПДК). По всем параметрам уровень загрязнения морских вод соответствует нормативам качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения (Программа..., 2014).

Повышенные концентрации углеводородов в воде и в донных осадках характерны для месторождений углеводородов Охотского шельфа. В 2012 году на Лунской площади в придонной воде концентрации метана достигали 2000-3000 нл/л, а в донных осадках в 100 тыс. раз превышали фоновые. Метан и тяжелые углеводороды мигрируют вверх по зонам разломов, что сопровождается нарушением поверхности дна с образованием бугров и ямок глубиной до 10-20 м, а иногда развитием оползневых процессов (Обжиров и др., 2012).

Периодические наблюдения над уровнем загрязнения донных отложений проводились только в районе г.Александровск-Сахалинский в 2003-2014 гг. Содержание фенолов варьирует от ниже порога обнаружения (0,3 мкг/г) в пробах 2012-2014 годов до 2,2 и 7 мкг/г в 2003 и 2004 годах. Концентрация Си в осадках менялась в диапазоне от 2,86 до 61,6 мкг/г (в 2006 г), Zn – от 6,49 до 58,10 мкг/г (в 2006 г), Cd – от 0,00 до 0,70 мкг/г (в 2006 г), Pb – 0,00 до 0,30 мкг/г (в 2006 г) (Качество морских вод ..., 2006, 2008, 2009, Доклад «О состоянии и об охране ...», 2011). В 2012 году наметилась тенденция снижения уровня загрязнения донных отложений. По сравнению с 2011 годом содержание нефтепродуктов понизилось с 0,029 мг/г до 0,013 мг/г. Уровень содержания фенолов в донных отложениях в 2012 оставался ниже 0,3 мкг/г.

Концентрации меди, цинка, кадмия и свинца оставались практически на уровне значений, полученных в 2010 году (Доклад, 2012)

При эколого-геологическом картировании шельфа о. Сахалин проводились береговые и прибрежные исследования (до изобаты 15 м), донное и гидрохимическое опробование шельфа до глубин 200 м на 110 станциях, обследовались техногенные объекты - источники загрязнения (нефтепромыслы, магистральный газопровод и очистные сооружения пос. Ноглики), поверхностные водотоки, донные отложения и воды лагун (Стрючков, 2003). Антропогенное загрязнение Татарского пролива и Охотского моря связано с расположенными на побережье городами, с их промышленными комплексами и портами, а также с разрабатываемыми месторождениями, прежде всего углеводородного сырья; разливы нефтепродуктов из эксплуатируемых месторождений, попадая в грунт, загрязняют реки и сточные воды, и, достигая побережий, образуют локальные загрязнения донных осадков лагун и заливов. Концентрации нефтепродуктов в осадках Набильского и Ныйского заливов в 16 раз превышают фоновые, содержания нефтепродуктов в воде - в отдельных случаях превышает ПДК более чем в 16 раз.

При геоэкологическом картировании шельфа Сахалина экологическая обстановка оценивалась по суммарному показателю загрязнения донных осадков (Стрючков, 2003). При отсутствии нормативных документов, регламентирующих загрязнения донных осадков, использовалась оценочная шкала уровней и категорий опасности загрязнения почв по суммарному показателю загрязнения Z_c (Методические указания по оценке ..., 1987). Наиболее загрязнены токсичными металлами (Zn, Pb, Be, Sc) осадки прибрежного мелководья восточной части залива Терпения и севера Татарского пролива (Cu, As), они отнесены к умеренно-опасной категории, Z_c элементов-загрязнителей в донных осадках - 2-3. На большей части прибрежно-шельфовой зоны Сахалина экологическая обстановка на момент наблюдений оценивалась как удовлетворительная и благоприятная, напряженная отмечалась только вблизи портовых городов Александровск-Сахалинский, Поронайск, Макаров, Красногорск и Углегорск. Сохранению относительно благоприятной экологической обстановки в северо-восточной части шельфа способствует Восточно-Сахалинское течение (Стрючков, 2003, Нам Кван Су, 2003).

Характеристика опасных геологических процессов. Согласно (Природные опасности ..., 2002) опасные природные процессы и явления относятся к классу литосферных и подразделяются на два типа – эндогенные (глубинные и поверхностные) и экзогенные (подразделяются на подтипы по формирующим опасности процессам - гравитационные, эоловые и т.д.). К эндогенным опасным природным процессам и явлениям относятся землетрясения и развитие тектонических напряжений (глубинные) и дифференцированные движения земной поверхности и формирование линеаментов (поверхностные). По своим последствиям эндогенные процессы являются причиной наиболее опасных природных явлений, например, таких как цунами.

Татарский пролив и Охотское море в пределах листа М-54 вместе с прилегающей островной сушей расположены в зоне крупнейшей линейной морфоструктуры субмеридианального направления - Япономорского линеамента,

характеризующегося повышенной геодинамической активностью (100). Остров Сахалин относится к зонам повышенного природного риска для населения: ураганы, цунами, тайфуны, высокая сейсмичность, штормовые нагоны, интенсивная неотектоника и т.д.

Наибольшую опасность представляют эндогенные геологические процессы. Степень сейсмической опасности территории листа оценивалась по карте сейсмического районирования ОСР-97С (Комплект карт ..., 1999).

Интенсивность сейсмических событий в пределах листа варьирует от 8 до 10 баллов по шкале MSK-84. Наиболее сейсмически-опасными являются западная и северо-восточная части Сахалина и прилегающие к нему участки шельфа (Комплект карт...). Подводные землетрясения вызывают цунами: цунамиопасная зона с прогнозируемой высотой волн до 5 м выделена на северо-восточном побережье острова (севернее Лунского залива) (Атлас ..., 2002). Согласно (Региональный каталог землетрясений ..., 2006) к шельфу о. Сахалин приурочены очаги землетрясений магнитудой более 3,3. Очаги наиболее опасных мелкофокусных землетрясений сосредоточены у островного шельфа Татарского пролива (Алексеев М.Н. и др., Атлас ... 2004). Очаги сейсмической разгрузки приурочены к Западно-Сахалинскому, Центрально-Сахалинскому и Восточно-Сахалинскому разломам и расположены на их пересечениях с поперечными субширотными и восток-северо-восточными разломами (Региональный каталог землетрясений ..., 2006).

Современные геодинамические процессы на шельфе проявляются в слабом дифференцированном поднятии и опускании блоков земной коры. Выделенные на карте зоны незначительных современных поднятий приурочены к шельфу Сахалина в пределах Татарского пролива и шельфа Охотского моря. В заливе Терпения происходит медленное воздымание центральной части (Стрючков, 2003).

Экзогенные процессы представлены, главным образом, размывом прибрежного мелководья и абразией берегов, причем на отдельных участках скорость разрушения берегов значительна. Интенсивная абразия приурочена к участкам развития слабоуплотненных и рыхлых осадков неоген-четвертичного возраста (восточный берег Охотского моря, восточное побережье залива Терпения, Александровский залив и др.). Здесь развиты вертикальные уступы высотой от 4-8 до 16-20 м, к подножию которых приурочены шлейфы песчаного и песчано-глинистого материала, часто встречаются обвально-оползневые формы рельефа. Скорость отступления берегов в этих районах в среднем составляет 2-5 м/год, достигая в отдельных случаях 20-22 м/год (Атлас ..., 2002). В районе северо-восточного шельфа острова Сахалин побережья отмечаются экстремальные неперидические вдольбереговые течения, способствующие активизации процессов размыва береговой зоны (Кусайло, 2013).

На эколого-геологической схеме в юго-восточной части Татарского пролива отмечены выходы на поверхность морского дна горючих газов, наличие которых следует учитывать при возможном проведении буровых работ.

Оценка устойчивости территории на региональном уровне основывается на таких общих показателях, как тип геологического строения территории,

генезис и морфология рельефа, структурно-тектонические и геодинамические особенности, средние гидрологические и климатические характеристики и т.д. Основой эколого-геологической оценки дна является ландшафтное районирование, проведенное на базе геоморфологической схемы и литологической карты с учетом гидро- и литодинамики. Главной особенностью картируемой территории является широкое развитие в пределах шельфовой зоны устойчивой абразии на прибрежном мелководье, аккумуляция осадочного материала на отдельных участках шельфа залива Терпения, шельфа и материкового склона Татарского пролива. На основе литодинамических особенностей и с учетом литологического состава донных осадков, определяющих, в частности, их сорбционную способность по отношению к поллютантам, выделено четыре класса природных ландшафтов. Абразионно-аккумулятивный равнинный ландшафт формируется на глубинах до 40-50 м в условиях активного воздействия волн и течений. Донные осадки представлены песками и гравийно-галечным материалом. Доминирующий процесс - транзит песчаного материала, локально, в зоне течений происходит размыв осадков. Этот класс ландшафтов характеризуется высокой устойчивостью к химическому воздействию. Аккумулятивный равнинный ландшафт формируется на глубинах 30-150 м; образуется в процессе переработки аллювиально-морских осадков в зоне волнового и потокового воздействия. Донные осадки представлены алевритами, песками и песчаными пелитами. Ведущий процесс - аккумуляция осадочного материала, характерна средняя и высокая устойчивость к химическому воздействию. Аккумулятивный равнинный лагунный ландшафт формируется в процессе осаждения и накопления тонкодисперсного материала на глубинах 2-4 м. Донные осадки представлены алевритами, алевропелитами, глинистыми песками. Происходит накопление поллютантов. Этот ландшафт имеет низкую устойчивость к химическому загрязнению. Аккумулятивный равнинный ландшафт формируется в нижней части шельфа и на материковом склоне, в зоне современного нефелоидного осадконакопления, характеризуется локальным развитием оползневых процессов. Эти ландшафты приурочены к глубинам 150 - 790 м в Татарском проливе и к халистатической зоне на западе залива Терпения, расположенной на глубинах 65-70 м. Донные осадки представлены пелитами и алевропелитами. Ведущий процесс - аккумуляция осадков, для этих ландшафтов характерна высокая устойчивость к химическому воздействию в связи с возможностью консервации загрязняющих веществ.

Несмотря на многообразие ландшафтов и режимов осадкообразования, для шельфовой зоны в целом, за исключением ландшафтов лагун, характерна высокая устойчивость геологической среды к химическому загрязнению.

Характеристика техногенных объектов. Главными экологически-опасными техногенными объектами на картируемой площади являются эксплуатируемые месторождения нефти, газа и газоконденсата. В пределах листа М-54 в настоящее время на двух месторождениях Лунском и Киринском производится промышленная добыча нефти и газа: на Лунском с 2009 года, на Киринском - с октября 2013 года. Месторождения находятся в 15 км (Лунское) и 28 км (Киринское) от берега, где глубина моря достигает 30-50 м. На

Лунском месторождении углеводороды добываются с использованием ледостойкой платформы гравитационного типа (Sakhalin2-site), а добытое сырье транспортируется на берег по подводным трубопроводам. На Киринском месторождении в рамках проекта «Сахалин-3» используется подводный добычной комплекс. Этот добычной комплекс построен с учетом повышенной сейсмоактивности региона: оборудование устойчиво к землетрясениям амплитудой до 9 баллов. В ходе эксплуатации месторождения компания «Газпром» проводит постоянный мониторинг экологической обстановки, в соответствии с российскими и международными стандартами в области охраны окружающей среды с целью сохранения уникальной экосистемы Сахалина и его шельфа).

Освоение морских месторождений углеводородов меняет эколого-геологическую ситуацию: в процессе добычи углеводородов происходит нарушение природного равновесия, как в зоне залежи, так и в окружающей ее среде, что часто приводит к проявлению наведенной сейсмичности (4,191; 82). Наведенная сейсмичность проявляется в среднем через 10-20 лет после начала разработки месторождений, а наиболее сильные землетрясения происходят еще позже, через 20-30 лет после начала разработки месторождений (3). С учетом этих особенностей участок северо-восточного шельфа Сахалина с разрабатываемыми и разведываемыми месторождениями углеводородов представляет собой зону интенсивной техногенной нагрузки на окружающую среду. Добыча углеводородного сырья на шельфе может привести не только к загрязнению вод и донных осадков органическими соединениями, но и к изменению морфологии рельефа дна (123).

Локальным изменениям ландшафта способствует наличие на мелководье затонувших судов, которые являются своеобразными ловушками аккумуляции тонкодисперсного материала, в котором концентрируются тяжелые металлы и нефтепродукты. Определенную опасность могут представлять зоны затопления взрывчатых веществ, возможность их присутствия следует учитывать при проведении геолого-геофизических исследований и буровых работ на шельфе.

Особо охраняемые природные территории. На рассматриваемой территории находится комплексный памятник природы регионального значения «Лунский залив», правовой статус которого регламентирован постановлением губернатора Сахалинской области № 421 от 08.09.1997. Памятник включает в себя Лунский залив и разнообразное в ландшафтном отношении прилегающее побережье. Памятник расположен в непосредственной близости от района освоения нефтяных месторождений на шельфе Сахалина. Во время кочевок и миграций водоплавающие, морские и прибрежные птицы образуют на территории этого памятника природы крупные скопления. Лунский залив и впадающие в него реки являются местами обитания сахалинского тайменя

Государственный заповедник «Поронайский», учрежденный постановлением Совета министров РСФСР в 1988 году, расположен на Центральном Сахалине и его восточном побережье. Охранная территория заповедника включает часть залива Терпения (500 м от берега) и Охотского моря (1000 м от берега), которая находится за пределами листа М-54. Заповедник организован

для охраны и изучения таежных, горных и болотных экосистем, а также для охраны мест гнездования и пролета морских колониальных птиц, некоторые виды которых являются эндемиками Дальнего Востока России.

В северо-восточной части листа М-54 расположена зона нагула серых китов охотско-корейской популяции, исследование которой у берегов Сахалина проводились в 2004-2009 гг. На момент наблюдений видимых признаков негативного воздействия строительно-монтажных и эксплуатационных работ на шельфе на распределение и численность животных не выявлено. Однако, по мнению авторов исследования «данный вопрос требует более глубокого и всестороннего изучения» (Владимиров и др., 2010, стр. 62). Кроме того, в пределах береговой зоны о. Сахалин отмечаются районы гнездования и пролета многих редких птиц (ключевые орнитологические территории) и лежбища тюленей (Атлас ..., 2002).

Эколого-геологическая обстановка в Татарском проливе и шельфе Охотского моря в пределах листа оценивалась в соответствии с критериями оценки, изложенными в (Методическое руководство..., 2010). Площадь интенсивной разработки месторождений углеводородов на северо-востоке шельфа Охотского моря расположена в зоне проявления опасных эндогенных (сейсмичность 9-10 баллов) и экзогенных процессов (абразия берегов, опасность цунами). Эколого-геологическая обстановка на этом участке шельфа оценена как напряженная. Дно акватории восточнее этого участка шельфа интенсивно преобразовано в процессе разведки месторождений углеводородов и находится в зоне сейсмической опасности с интенсивностью сейсмического воздействия 9 баллов по шкале MSK-64. Эколого-геологическая обстановка на этом участке шельфа Охотского моря оценена как удовлетворительная. В лагунах северо-восточной части листа, для которых характерно незначительное загрязнение донных осадков и вод нефтепродуктами, эколого-геологическую обстановку следует признать удовлетворительной. Однако, необходимо помнить, что лагуны Сахалина требуют постоянного контроля над состоянием геологической среды и биоты, учитывая их значимость как мест гнездования видов, занесенных в красную книгу РФ. В связи с малоосвоенностью Татарского пролива и части Охотского моря, расположенной вне зоны интенсивной техногенной нагрузки на геологическую среду, связанной с разработкой и разведкой месторождений углеводородов, обстановка на большей части площади благоприятная с точки зрения оценки ее эколого-геологического состояния.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный комплект современной геологической основы масштаба 1:1 000 000 территории листа М-54 – Александровск-Сахалинский во многом отличается от ранее изданного листа М-(53), 54, (55) – Хабаровск Государственной геологической карты СССР масштаба 1:1 000 000 новой серии [47], что связано как с изменившимися требованиями к содержанию Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 третьего поколения, так и с появлением новых геологических материалов регионального характера. В комплекте суммирован фактический материал, накопившийся за последние 20 лет с момента издания предыдущих карт масштаба 1:1000000. В результате проведенного обобщения, переинтерпретации имеющихся геолого-геофизических материалов, как фондовых, так и опубликованных, получены взаимоувязанные сведения о строении, особенностях геологического развития и перспективах на различные виды полезных ископаемых всей территории листа: материковой, островной суши и акватории. При этом акватория столь детально охарактеризована впервые.

Основные достижения

Составленный комплект карт масштаба 1:1 000 000 территории листа М-54 во многом отличается от Геологической карты новой серии:

- более полно охарактеризованы картографируемые геологические подразделения, для них составлена схема корреляции и с большей точностью они отображены на геологической карте;

- уточнено тектоническое районирование территории в пределах Сихотэ-Алинской СС, в частности, впервые в районе выделена Хорско-Тормасинская подзона Центрально-Сихотэалинской СФЗ, а в Западно-Сихотэалинской СФЗ – Чаятынская подзона;

- большой объем биостратиграфических, геохронологических и структурных исследований, полученный при подготовке ко второму изданию Госгеолкарты-200 листов М-54-ХVIII; ХХIV; М-54-ХI, ХII, позволил существенно пересмотреть геологическое строение наиболее сложного и дискуссионного района Сахалина – Восточно-Сахалинских гор, охватывающих значительную часть Восточно-Сахалинской структурно-формационной и Южно-Сахалинской структурно-фациальной зон;

- магматические образования расчленены на вулканические и плутонические комплексы, в соответствии с региональными схемами геолого-

структурного районирования упорядочены и уточнены ареалы их распространения, проведено уточнение возрастных объемов комплексов;

– получены новые данные о возрасте эталонных интрузивных массивов: Тумнинского, Хунгарийского, Верхнеудоминского, Колбинского; анализ имеющегося фактического материала, касающегося границ развития и структурной позиции гранитоидов нижнеамурского комплекса, позволяет сделать вывод, что их ареал распространения тяготеет в основном к Приамурской структурно-формационной подзоне или к границам последней с Чаятынской подзоной. Именно здесь локализованы наиболее крупные массивы с характерным для нижнеамурского комплекса натриевым типом щелочности, с которыми связаны основные месторождения и проявления золоторудной кварцевой формации в северной части района. На других участках в Нижнеамурском ареале комплекс представлен лишь малыми однофазными телами, связь оруденения с которыми однозначно не доказывается.;

- принята номенклатура сейсмостратиграфических комплексов, отвечающая современным представлениям о стратиграфии региона, изложенным в монографиях и статьях, посвященных геологии, геодинамике и нефтегазонасности акваторий Дальнего Востока;

- среди четвертичных отложений по генезису выделены: морские (выделено пять уровней морских террас), аллювиальные (выделено шесть уровней речных террас), аллювиально-морские, озерно-аллювиальные и озерные, эоловые, палюстринные, элювиальные, делювиальные, коллювиальные, гляциальные, элювиальные и делювиальные (объединенные), делювиальные и пролювиальные (объединенные), делювиальные и коллювиальные (объединенные), аллювиальные и пролювиальные (объединенные).

- впервые составлена литологическая карта поверхности дна акватории, которая сопровождается базой данных по донным осадкам;

- впервые проведено структурно-формационное, тектоническое и нефтегазогеологическое районирование акватории по особенностям кайнозойского осадконакопления, характеру строения и нефтегазонасности;

- предложена новая модель тектонического районирования территории листа М-54 с учетом этапов структурных перестроек и на его основе проведен анализ закономерностей размещения полезных ископаемых;

– впервые составлена карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых; проведено минерагеническое районирование территории. В результате комплексного анализа и интерпретации геологических, геофизических, геохимических и дистанционных данных выявился ряд особенностей геологического строения и минерагении района. В частности, магматические образования в северной части территории (в Нижнеамурском и Эвурском ареалах), в отличие от таковых в Северо-Сихотэалинском ареале, имеют повышенную щелочность. Причем, распространение умереннощелочных пород более характерно для поздних – палеогеновых образований. Все выделенные здесь интрузивные комплексы (позднемеловые эвурский и нижнеамурский, палеоценовый бекчиулский) специализированы на золото, которому сопутствуют молибден, вольфрам и серебро. В Северо-Сихотэалинском ареале как позднемеловые (баппинский комплекс), так и палеоценовые

(верхнеудоминский комплекс) интрузии специализированы на олово и вольфрам. Причем, вольфрамовая минерализация более характерна для баппинского комплекса. Распространенные в пределах Северо-Сихотэалинского ареала интрузивы эоценового прибрежного комплекса по геохимическим особенностям специализированы на золото с полиметаллами. Последние в геофизических полях, в отличие от интрузивов других комплексов, фиксируются слабо контрастными положительными магнитными аномалиями. Специфическим является раннемеловой хунгарийский комплекс высокоглиноземистых гранитов. Он представлен крупными массивами, однако в геофизических полях они не фиксируются и практически не выделяются на дистанционной основе. Характерной минерагенической специализацией комплекса является вольфрамовая.

- дана оценка всем выявленным месторождениям и проявлениям горючих, металлических и неметаллических ископаемых, выявлены прогнозируемые объекты и подсчитаны их прогнозные ресурсы; из впервые выделенных и оцененных объектов в пределах островной суши по горючим ископаемым наиболее перспективными на углеводороды являются Монгинский, Катанглийский, Конгинский и Пограничный узлы нефтегазоаккумуляции, также Красногорская лицензионная площадь, для которых подсчитаны прогнозные ресурсы (D_2) и выделены площади (участки) для постановки первоочередных детальных поисковых и разведочных работ на нефть и газ (прогнозные ресурсы углеводородов подсчитаны по формуле: $D_2 = P_{\text{нр}} \cdot S$, где $P_{\text{нр}}$ - средняя плотность начальных суммарных ресурсов для данной площади в тыс. т/км², S - площадь района, км²);

- на карте полезных ископаемых (6 месторождений УВ на акватории) отражен современный энергетический потенциал шельфа региона (на карте - открытые в 2011 году Ново-Венинское и Северо-Венинское месторождения);

- проведена общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений Сихотэ-Алинской минерагенической провинции (в пределах листа); получены данные о возможном приросте прогнозных ресурсов категории P_3 , в том числе по перспективным прогнозируемым узлам: золота - 72,5 т, серебра - 1690 т, молибдена - 332,0 тыс. т, меди - 2796,0 тыс. т, вольфрама - 122,0 тыс. т, свинца - 225,0 тыс. т, цинка - 112,0 тыс. т;

- для 6 наиболее перспективных рудных узлов (Идоловский, Верхнедагдинский, Верхнеботчинский, Ситогинский, Бюлений-Талеучинский, Окчо-Шелеховский, прил.6) составлены паспорта учета перспективных объектов, согласованные в Дальнедв.

- впервые дана эколого-геологическая характеристика района;

- созданы базы данных: полезных ископаемых, палеонтологическая, палинологическая, радиогеохронологических датировок, петрохимических данных, опорных разрезов, а также метаданных.

Нерешенные и дискуссионные вопросы

Вместе с тем ряд вопросов геологии и минерагении территории всё ещё остаётся нерешенным:

- дискуссионным является вопрос о границе Сихотэ-Алинской складчатой системы и одноименной вулcano-плутонической зоны на Нижнем Амуре, в частности, вопрос о правомерности отнесения к последней силасинской и утицкой свит;

к числу дискуссионных вопросов следует отнести:

- из-за недостаточной изученности территории, слабо обосновано выделение Хорско-Тормасинской подзоны в бассейне р. Джаур;

- требует дополнительных исследований возраст крупных сложных полихронных интрузивных массивов, подобных Тумнинскому, где вероятно наличие в их составе пород разновозрастных комплексов (позднемелового нижнеамурского, палеогенового бечульского и т.п.)

- практически отсутствуют палеонтологические сведения о возрасте мезозойских вулканогенных образований в Северо-Сихотэалинском ареале, в связи с чем сохраняется определенная условность при отнесении прорывающих их интрузивных массивов к тому или иному плутоническому комплексу;

- обоснованность расчленения четвертичных образований района фактическим материалом не соответствует современным требованиям к изучению квартера;

- недостаточно надежных изотопных датировок магматических образований современными методами исследований.

- обоснование возраста многих кайнозойских свит по остаткам макрофауны и флоры, имеющих широкий возрастной диапазон.

В пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы к числу нерешенных вопросов относятся:

- возрастной объем верхнелангерийского метаморфического комплекса;

- возрастной объем хойнджинского, ягодного и оленереченского вулканических комплексов;

- возрастной диапазон маруямской, нутовской, борской и уранайской свит;

- возрастной диапазон и характер верхней границы люкаминской свиты;

- выделение внутри хойской свиты олистостромов площадного развития;

- возрастной диапазон формирования меланж-олистостромовых образований ивашкинского и ракетинского тектоногенных комплексов;

- недостаточно расшифрована кинематика разрывных дислокаций взбросо-надвигового характера;

- неоднозначно определена амплитуда сдвиговых перемещений вдоль крупных глубинных разломов;

- возрастной диапазон золоторудного оруденения на Сахалине;

- уровень эрозионного среза в Лангерийском золоторудно-россыпном узле;

В пределах акватории – следует уточнить нижнюю границу четвертичной системы, для чего необходимы дополнительные тематические работы.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. Абрамсон Б. Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-II. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 68 с.
2. Адрианов А.В. Экологическая безопасность Дальневосточных морей России. // Вестник РАН, 2011, т. 81, № 2, с. 111-121.
3. Адушкин В. В., Турунтаев С.Б., Куликов В. И., Стром А. Л. Техногенно-индуцированные катастрофические процессы в земной коре. // Изменения окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т.1: Сейсмические процессы и катастрофы. М., ИФЗ РАН, 2008, стр. 283-396.
4. Акрамходжаев А. М., Ситдииков Б. Б. Возбужденный характер Газлийских землетрясений, прогноз землетрясений газлийского типа и меры по их предотвращению. // Опыт изучения Газлийских землетрясений и направления дальнейших исследований. Ташкент, ФАН, 1985, стр. 59-60.
5. Астахов А. С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.
6. Атлас береговой зоны Сахалина. Администрация Сахалинской области, Дальневосточный государственный университет, Сахалинский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии. Владивосток, 2002, 55 с.
7. Атлас береговой зоны Сахалина. Гл.ред. Попов В. Ю; науч. ред. Бровко П.Ф. Владивосток, ИПК «Дальпресс», 52 с., 2002.
8. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России / И. И. Сей, Т. М. Окунева, Т. Д. Зонина, Е. Д. Калачева, Е. А. Языкова. – СПб: ВСЕГЕИ, 2004. – 234 с.
9. Атлас по океанографии, www.pacificinfo.ru
10. Ахметьев М. А., Ботылева Л. П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXXII-XXXIII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1968. – 70 с.
11. Ахметьев М. А., Овчининский В. Д., Столяров И. С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-III. Объяснительная записка. – М., 1970. – 93 с.
12. Ахметьев М. А., Овчининский В. Д., Столяров И. С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-IV. Объяснительная записка. – М., 1974. – 59 с.
13. Баженова О. К. Исходное органическое вещество раннекатагенетических нефтей // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. - М., 1990. - С. 76-82.

14. Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов. - Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1960, т. 32, с. 3-14.
15. Бельтнев Е. Б., Исакова А. И., Шалимов А. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-VIII. Объяснительная записка. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 80 с.
16. Бельтнев Е. Б., Капралова К. П., Савченко А. И., Устинова Л. С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-I. Объяснительная записка. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 62 с.
17. Беляев И. В., Быковская Е. В. Геологическая карта Дальнего Востока СССР, масштаб 1:500 000, Объяснительная записка, СПб, 1992, 100 с. (Всесоюз. научно-исслед. геол. ин-т им. А.П. Карпинского).
18. Беневольский Б. И. и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото». - М.: ЦНИГРИ, 2002. - 128 с.
19. Бражников В. К. Список пунктов, где производились зоологические заборы паровой шхуною М.З. и Г.И. «Сторож» в 1899-1902 г.-Ежегодник Зоол. музея АН. СПб., 1903, т. 8, № 3-4, с. 39-64.
20. Бровко П. Ф., Малюгин А. В., Терентьев Н. С. и др., Геоморфологический мониторинг лагунных берегов Сахалина. // Вестник Дальневосточного отделения РАН, 2012, № 2, с.133-142.
21. Буряк В. А., Науменко Б. А., Роготнев Г.Н. Золото Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2002. 84 с.
22. Вдовин Ю. М., Дулькис Э. К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алиинская. Лист М-54-XIV. Объяснительная записка. - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - 86 с.
23. Вдовин Ю. М., Дулькис Э. К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алиинская. Лист М-54-XV. Объяснительная записка. - М.: Госгеолтехиздат, 1962. - 44 с.
24. Волохин Ю. Г., Бурий Г. И. и др. Карбонатно-кремневая фация в геосинклинальном триасе Сихотэ-Алиния // Геосинклинальные осадочно-вулканогенные формации советского Дальнего Востока. - Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. - С. 70-91.
25. Волохин Ю. Г., Михайлик Е. В., Бурий Г. И. Триасовые кремнистые фации Сихотэ-Алиния. - Владивосток: Дальнаука, 2003. - 252 с.
26. Воронцов Н. Н., Абрамсон Б. Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алиинская. Лист М-54-XIX. Объяснительная записка. - М.: Госгеолтехиздат, 1956. - 61 с.
27. Востоков Е. Н., Чистяков А. А. Геоэкологические особенности прибрежно-морских зон России в связи с освоением минеральных ресурсов (Арктика, Дальний Восток). М., «Геоинформмарк», 1996, 70 с.
28. Вулканические пояса Востока Азии/ Редакционная коллегия: И. З.Бурьянова, Н. П.Васильковский, И. Н.Говоров, С. А.Щека.- М.: Наука, 1984.- С.504.
29. Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В.С. Тектоника Сахалина - в 523Н.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса, Магадан: издательство СВ КНИИ ДВНЦ, 1974. с. 72-88.

30. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка / Гл. ред. Л. И. Красный, Пэн-Юньбяо. – СПб-Благовещенск-Харбин, 1999. – 135 с.
31. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка / М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский и др. – Л.: ВСЕГЕИ, 1991. – 51 с.
32. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть 1. Геологическое описание / Ред. Л. И. Красный. – М.: Недра, 1966. – 736 с.
33. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть 2. Полезные ископаемые / Ред. В. В. Онихимовский. – М.: Недра, 1973. – 402 с.
34. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1974. 432 с. (отв. Ред. В. Н. Верещагин).
35. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1974. 207 с. (отв. Ред. В. Н. Верещагин).
36. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива/ А. Э.Жаров, Г. Л.Кириллова, Л. С.Маргулис, Л. С.Чуйко, В. В.Варнавский и др. (Серия - Осадочные бассейны Востока России)- Владивосток: ДВО РАН, 2004.- 220 с.
- 36А. Геология и полезные ископаемые России, в 6-ти томах. Том 5. Арктические и Дальневосточные моря, 524Н.2: Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление, ред. В.К.Ротман; СПб, из-во ВСЕГЕИ, 2005, 303 с.
37. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Том 8. / Ред. Л. И. Красный. – Л.: Недра, 1984. – 560с.
38. Гершанович Д. Е. Кремнекислота, карбонат кальция и органический углерод в глубоководных отложениях Японского моря. Тр. Гос. океаногр. Ин-та, 1956, вып. 31, с.72-79.
39. Гершанович Д.Е. Основные закономерности современного осадкообразования в Японском море // Тр. ГОИН, 1953, вып. 13, С. 3-85.
40. Гидрогеология СССР. Т. XXIII. Хабаровский край и Амурская область / Ред. Н. А. Маринов. – М.: Недра, 1971. – 514 с.
41. Гладенков А. Ю. Новое положение неоген-четвертичной границы в Международной стратиграфической шкале и ее отражение в схемах кайнозоя дальневосточных районов России (по диатомеям). //Современные проблемы стратиграфии неогена и квартера России, 2011, М., ГЕОС, стр. 37-41.
42. Гладенков Ю. Б., Баженова О. К., Гречин В. И. и др. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.
43. Гладенков Ю. Б. Экосистемы кайнозоя Охотского региона Северного Сахалина (п-ов) Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события / Гладенков Ю. Б, Сальников Б. А, Гречин В. И., Иваньшина Л. П., Баринов К. Б., Брутман Н. Я., Маргулис Л. С., Радченко В. Г., Орешкина Т. В., Витухин Д. И. М.: ГЕОС, 1999, 131 с.
44. Гладенков Ю.Б. Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляции геологических событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Том 9, № 2, стр.77-91.
45. Гнибиденко Г. С. Тектоника переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану — М.: Наука, 1979. 183 с.

46. Горкуша С. В., Онухов Ф. С., Корчагин Ф. Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. – 1999. Т. 18, № 5. – С. 61–68.

47. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист М-(53), 54, (55) – Хабаровск. Объяснительная записка / Ред Л. М. Колмак. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. – 248 с.

48. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка / А. Ф. Васькин, В. А. Дымович, А. Ф. Атращенко, В. Б. Григорьев, В. Н. Зелепугин и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. – 376 с.

49. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 – Шантарские острова. Объяснительная записка / В. Ю. Забродин, А. М. Бородин, В. Н. Зелепугин, С. Г. Кисляков и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. – 448 с.

50. Гуревич В. И. Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. М.: Научный мир, 2002, 135 с.

51. Деркачев А. Н. Вещественный состав осадков Японского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России (Гл. ред. М. Н. Алексеев). М.: ГЕОС, 2002. с.214-221.

52. Деркачев А. Н. Минералогические особенности окраинно-морского седиментогенеза на примере Японского моря – Владивосток: Дальнаука, 1996. 226 с.

53. Деркачев А. Н., Боцул А. И. Николаева Н.А. Четвертичные отложения и особенности их минерального состава // Геологическое строение Амирантской дуги в Индийском океане (Ред. Е.П. Леликов). Владивосток: Дальнаука, 1997. с. 17-35.

54. Деркачев А. Н., Лихт Ф.Р., Николаева Н. А., Уткин И. В. Структурно-минералогические компоненты осадков как индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования // Дальневосточные моря России. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования (Гл. ред. В.А. Акуличев). М.: Наука, 2007. с.390- 417.

55. Деркачев А. Н., Нечаев В. П. Особенности осадконакопления // Тихоокеанская окраина Азии. Геология, магматизм, металлогения. Т. 1. М.: Наука, 1989.с. 50-66.

56. Деркачев А. Н., Николаева Н. А. Минералогические индикаторы обстановок приконтинентального осадкообразования западной части Тихого океана – Владивосток: Дальнаука, 2010. 322 с.

57. Дерюгин К. М. и др. О ходе гидрологических работ Тихоокеанской экспедиции ГГИ за 1926-1928 г. – Изв. Гос. гидрол. ин-та, , 1929, № 23, с. 105-110.

58. Дымович В. А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-53-XXX. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1987. – 111 с.

59. Евсеев В. Ф., Шейко В. Т., Ковтунович П.Ю. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Сахалинская серия. Листы N-54-XXXV, XXXVI; M-54-V, VI. М.: 1990. 152 с. (Мингео СССР).

60. Егоров А. Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалин – // Доклады АН СССР, 1967. т. 175, №6.

61. Захаров А. А., Дымнов А. Ф. Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Хабаровского края масштаба 1:500 000. Геологический фонд РСФСР. – М.: 1987. – 329 с.
62. Зябрев С. В. Раннемеловые кремни Киселевского-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1994, № 6. – С. 74–82.
63. Иванов А. Ю., Затыгалова В. В. Картографирование пленочных загрязнений моря с использованием космической радиолокации и географических информационных систем. // Исследования Земли из космоса. 2007, № 6, с. 46-63.
64. Иванов Ю. А., Холмский Р. В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXI. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 43 с.
65. Игнатова В. Ф. Современное осадкообразование в Татарском проливе – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. 77 с.
66. Игнатова В. Ф., Худяков Г. И. Осадконакопление на современных и древних шельфах в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану – М.: Наука, 1983. 118 с.
67. Изох Э. П., Кунаев И. В. Русс В. В. Металлогенетическая карта Северного Сихотэ-Алиня и левобережья Амура масштаба 1:500 000 с объяснительной запиской. М.: Недра, 1964.
68. Ильев А. Я., Воронова В. А., Захарова М. А. и др. Донные осадки южной части Охотского моря, М.: Наука, 1979, 147 с.
69. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение / Э. П. Изох, В. В. Русс, И. В. Кунаев, Г. И. Наговская. – М.: Наука, 1967. – 384 с.
70. Ишивада Я., Хонза Е., Тамаки К. Осадочные бассейны Японского моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей.- 27-й.- МНК.- Докл.- Т.6.- ч.П.- М.: Наука, 1984.- С. 20-30.
71. Казинцова Л. И. Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиоларий. – //Тихоокеанская геология, 1988. №2, с. 90-96.
72. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. Ю.Б. Гладенков, Баженова О. К., Гречин В. И., Маргулис Л. С., Сальников Б.А. М.: ГЕОС, 2002, 205 с.
73. Каплин П. А., Ионин А. С. Новейшая история побережий мирового океана. Москва, из-во МГУ, 1973, 264 с.
74. Касено И. История развития западного побережья Японских островов в связи с формированием Японского моря // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг.- Южно-Сахалинск, 1972.- С. 9-12.
75. Качество морских вод по гидрохимическим показателям; ежегодник, 2005; М.: «Метеоагентство Росгидромета»; 2008, 166 с.
76. Качество морских вод по гидрохимическим показателям; ежегодник, 2007; Обнинск: ОАО «ФОП»; 2009, 253 с.
77. Кириллова Г. Л. Обоснование прогнозных ресурсов Кизи-Кадинского участка (Ульчский район Хабаровского края). Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Хабаровск, 2010.
78. Кленова М. В. Гершанович Д. Е. Глубоководные фации осадков Японского моря. - ДАН СССР, 1953, т. 89, № 5, с. 937-940.

79. Кленова М. В. Гершанович Д. Е. Японское море как современная геосинклиналь. - ДАН СССР, 1951, т. 77, № 6, с. 1087-1090.
80. Кленова, М. В. Геология моря. М.: Учпедгиз., 1948, 495 с.
81. Колмак Л. М. Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист М-(53), 54(55) – Хабаровск. Объяснительная записка. СПб: 1994. 248 с. (Роскомнедра, ВСЕГЕИ).
82. Коновалов А. В., Сычев А. С., Гаврилов А. В. Детальные сейсмологические наблюдения на севере Сахалина с целью обнаружения техногенных землетрясений. // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. Хабаровск, 2010, стр. 126-129.
83. Кононов Ю. И. Некоторые вопросы накопления осадков в северной части Татарского пролива в связи с возможностью нахождения в них полезных ископаемых // Проблемы геологии россыпей. — Магадан, 1970, с. 349-354.
84. Кононов Ю. И., Морин В. А., Петрик Н. С. Роль льда в формировании осадков пролива Невельского // Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских районов. — Владивосток, 1975. С. 64-67.
85. Короткий А. М., Пушкарь В. С., Гребенникова Т. А. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток, Дальнаука, 1997, 194 с.
86. Кравченко Т. И., Попович Т. А. Особенности углеводородного состава РОВ нефтематеринских пород Северного Сахалина // Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа. - М., 1997.- С. 117 – 125.
87. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. - М.: Недра, 1977. - 175 с.
88. Красный Л. И., Путинцев В. К. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, том 8, Ленинград, «Недра», 1984 – 359 с.
89. Кузьменко С. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серии Хингано-Буреинская и Сихотэ-Алинская. Листы М-53-XXII (Харпи), М-53-XXIII (Болонь), М-53-XXIV (р. Манома). Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1989. – 122 с.
90. Кузьмин С. П., Шевелёв Е. К. Новые данные о строении и возрасте киселёвской свиты (Нижнее Приамурье) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. –Хабаровск, 1990, – С. 175–177.
91. Кузьмина Н. Н., Талденкова Е. Е., Куликов О. А., Орешкина Т. В. и др. Стратиграфия и условия образования неоген-четвертичных отложений шельфа и побережья северо-западной части Татарского пролива. // Стратиграфия, геологическая корреляция.
92. Курнососов В. Б. Распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков Японского моря. – В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 62-77.
93. Кутюлин В. А., Прусевич А. А. Геологические предпосылки для поисков титаномагнетитовых россыпей Татарского пролива — Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1984. 151 с.
94. Левитан Г. М., Усенко Ю. А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XX. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1965. – 51 с.

- 94А. Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) (актуализирована на 01.01.2009 г.) Отв. исп. С. Г. Кисляков, Главный редактор А. Ф. Васькин, 3 кн., 1 п-граф. прил., 2010 г.
95. Леонов А. В., Пищальник В. М., Чичерина О. В. Моделирование загрязнения морской среды нефтяными углеводородами и их биотрансформации в водах Татарского пролива. // Водные ресурсы, 2010, т.37, № 2, с. 225-238.
96. Леонов А. К. Гидрологические работы Японо-Охотской группы Тихоокеанской экспедиции ГГИ в 1933 г. - Изв. Гос. гидрол. ин-та, , 1935, № 69.
97. Липкин Ю. С. Геоморфологическое картографирование котловины Японского моря. // Вопросы геологии дна Японского моря, 1973, с. 36-48.
98. Литогенез, состав, рассеянное органическое вещество и нефти кремнистых толщ о.Сахалин/ Н. В. Куликов, Н. А. Деревскова, Н. П. Иваньшина, Т. И. Кравченко, Т. А. Попович. - В кн.: Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа. - М.: Научный мир, 1997. - С.- 81-106.
99. Лихт Ф. Р. Современное приконтинентальное осадкообразование и реконструкции однотипных обстановок в геологическом прошлом Азии — Владивосток: Дальнаука, 1993, 239 с.
100. Лихт Ф. Р. Продолжение Япономорского линеамента в геоморфологическом пространстве ТПП// Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны, ТОИ ДВО РАН, Владивосток: Дальнаука, 2001, с. 144-146.
101. Лихт Ф. Р., Астахов А. С. и др. Структура осадков и фации Японского моря. Изд-во ДВНЦ АН СССР: Владивосток, 1983. 286 с.
102. Лихт Ф. Р., Деркачев А. Н., Боцул А.И. Литодинамическая дифференциация донных отложений в седиментационных бассейнах разного морфоструктурного типа (на примере Татарского пролива). // Сб.: Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. Владивосток, «Дальнаука», РАН ДО, 2002, стр. 5-24.
103. Маргулис Е. А., Бугаева Н. И. Миоценовые кремнистые отложения Восточного Сахалина и условия их образования// Тихоокеанская геология. – 1987.- № 2. – С.33-40.
104. Маргулис Л. С. Нефтегазовый потенциал российского Дальнего Востока и перспективы его освоения// Геология нефти и газа.- 2010.- №2.- С.11-18.
105. Маргулис Л. С. Нефтегазоперспективные формации кайнозоя Южного Сахалина // Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 31-52.
106. Маргулис Л. С., Шпеталенко М.А., Гриценко И.И., Болдырева В.П. Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений Татарского пролива // Известия АН СССР, Сер. Геол., 1980, № 7, с. 75-83.
107. Маркевич П. В. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации). – Владивосток: Дальнаука, 1997. – 300 с.
108. Марков Ю. Д., Вагина Н. К., Пушкарь В. С. и др. Четвертичные отложения северной части Японского моря // Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976, с 45-83.

109. Марков Ю. Д., Лихт Ф. Р., Деркачев А. Н., Уткин И. В., Боцул А. И., Пушкарь В. С., Иванова Е. Д., Евстигнеева Т. А., Евсеев Г. А. Осадки затопленных долин шельфа Восточно-Корейского залива - индикаторы палеогеографических условий голоцена // Тихоокеанская геология, 2008, т.27, № 3, с. 74-92.
110. Марков Ю. Д., Уткин И. В. О применении графических логнормальных моделей при решении некоторых вопросов седиментогенеза на шельфе // Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). — Владивосток, 1979. С. 86-102.
111. Мартынюк М. В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXV (г. Тардоки-Яни). Объяснительная записка. — М.: Союзгеолфонд, 1984. — 100 с.
112. Медведев В. С. Берега Японского моря // Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. С.35-75.
113. Микишин Ю. А. Геоморфология берегов залива Терпения (о. Сахалин) // Береговая зона дальневосточных морей. — Л., 1991. С. 69-84.
114. Минерально-сырьевая база Сахалина и Курильских островов на рубеже третьего тысячелетия. — Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2000. 120 с. (отв. Ред. В. Ф. Евсеев).
115. Михалина Е. Т., Засимова Е. А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-IX. Объяснительная записка. — М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 48 с.
116. Мишаков Г. С., Бабаева Н. И., Ковальчук В. С. Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина // Советская геология., 1985, № 7, с. 56-68.
117. Мураучи С. Обновление островных дуг и тектоника окраинных морей // Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг.- Труды СахКНИИ.- Южно-Сахалинск, Вып.33.- 1972.- С.47-69.
118. Нам Кван Су. Комплексные исследования техногенного загрязнения северо-восточного шельфа о.Сахалин. // Проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы сахалинской области (материалы второй научно-практической конференции): сб. статей, отв. ред. Речкин А. Н. Южно-Сахалинск: институт морской геологии и геофизики Сахалинского научного центра ДВО РАН, ФГУП «СахГРЭ», 2003, с. 98-101.
119. Никитин А. А., Юрасов Г. И. Синоптические вихри Японского моря по спутниковым данным // Исследования Земли из космоса. — 2008, № 5, с. 42-57.
120. Новый разрез верхнего мела на северном Сахалине/ Б. А.Сальников, Л. П.Иваньшина, Н. Б.Сальникова, Т. В.Туренко// Тихоокеанская геология.- 2001.- № 1.- С.48-56.
121. Олигоцен-миоценовые отложения Южного Сахалина (Пограничный район)/ В. О.Савицкий, В. П. Болдырева, Р. В Данченко, Л. И.Митрофанова// Вестник МГУ. Сер. 4: геол. - 1979. - № 1. - С. 81-86.
122. Опалихина Е. С. Миоцен–раннечетвертичные платобазальты и их положение среди вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. — Магадан, 2001. — С. 178–180.

123. Опекунов А. Ю., Холмянский М. А. Экологическое нормирование в комплексе задач геоэкологических исследований на шельфе. // Концептуальные проблемы геоэкологического изучения шельфа. СПб, ВНИИОкеангеология, 2000, стр. 33-40.
124. Опорный разрез палеоген-неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез)/А. Д.Архипова, Н. Я.Брутман, Л. С.Жидкова и др. – СПб.: ВНИГРИ, 1992.- 358 с.
125. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря — М.: Изд-во АН СССР, 1961. 222 с.
126. Павленко М. И. Список морских станций 1912 г., сделанных на крейсере «Лейтенант Дыдымов» в Восточных морях. - Ежегодник Зоол. музея АН, СПб., 1914, т. 19, № 1, с. 578-591.
127. Пагольский Н. Н., Сазонова М. Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXXI. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 63 с.
128. Пахомова А. С. Влияние выносов реки Амур на осадкообразование в Татарском проливе // Тр. ГОИН, 1953, вып. 13, с. 107-165.
129. Пахомова А. И. Влияние выносов р. Амур на осадкообразование в Татарском проливе. – Тр. Гос. океаногр. Ин-та, 1953, вып. 013, с. 107-165.
130. Петелин В. П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. Москва, Наука, 1967, 127 с.
131. Петелин В.П. Новый метод водного механического анализа морских осадков. - Океанология, 1961, т. 1, вып. 4, с. 143-148.
132. Петелин В. П. О выборе метода минералогического анализа песчано-алевритовых фракций донных осадков // Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 50, с. 170-173.
133. Петелин В. П. О нахождении аутигенного глауканита в современных морских осадках. -Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1964, т.8, с. 220-227.
134. Петелин В. П., Остроумов Э.А. О некоторых особенностях распределения железа в осадках Охотского моря. –Бюл. Моск. о-ва испыт. Природы. Отд. Геол., 1958, № 33, с. 93-102. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып.41. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2012, 48 с.
135. Плиев В. Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-ХIII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 67 с.
136. Полезные ископаемые Сахалинской области. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2002. 120 с. (отв. Ред. А.М. Меренков).
137. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып.41. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 48с.
138. Природные опасности России. Т.1. Природные опасности и общество. // Под ред. Владимирова В. А., Воробьева Ю. Л., Осипова В. И. М.: изд. Фирма «КРУК», 2002, 248 с.
139. Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Биостратиграфическая схема отложений шельфа Восточного Сахалина. В сб.: Четвертичные отложения юга Дальнего Востока и сопредельной территории. Хабаровск, 2001, стр. 49-58.

- 140.Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Биостратиграфическая схема отложений шельфа Восточного Сахалина. В сб.: Четвертичные отложения юга Дальнего Востока и сопредельной территории. Хабаровск, 2001, с. 49-58.
- 141.Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики. Стратиграфия и палеоэкология. Владивосток, Дальнаука, 2001, 228 с.
- 142.Радюш В. М., Жиляков А. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Луньской впадины// Проблемы нефтегазоносности кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока СССР. - Л., 1985. - С. 10 – 24.
- 143.Разживин А. Б., Дулькис Э. К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXVII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 51 с.
- 144.Рассказов С. В., Мельников О. А., Рыбин А. В. и др. Пространственная смена глубинных источников кайнозойских вулканических пород западного побережья Южного Сахалина – //Тихоокеанская геология, 2005. т. 24, №2, с. 10-32.
- 145.Ратеев М. Н. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964, 288 с.
- 146.Региональный каталог землетрясений острова Сахалин, 1905-2005. // Поплавская Л.Н., Иващенко А. И., Оскорбин Л. С., Нагорных Т. В. и др., Южно-Сахалинск; ИМГиГ ДВО РАН, 2006, 104 с.
- 147.Репечка М. А. Пепловые прослои в донных отложениях зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974, с.26-42.
- 148.Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря.- В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 66-90.
- 149.Репечка М. А. Химический состав терригенных и вулканогенных глубоководных донных отложений Японского моря. – Океанология, 1975,т.15,вып. 6, с. 1067-1072.
- 150.Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, камчатки, Курильских и Командорских островов. Л.: Гостоптехиздат, 1961.
- 151.Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену восточных регионов России-Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1988, 147 с.
- 152.Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск 1990 г.). – Хабаровск, 1994. – 124 с.
153. Рихтер А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Недра, 1986. 92 с.
- 154.Рождественсий В. С. Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор. – //Тихоокеанская геология, 1983. №5, с. 48-57.
155. Рождественсий В. С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон. В 531Н. – //Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатой областей. Южно-Сахалинск: 1997. т. 1, с. 80-109.

- 156.Рождественский В. С. Тектоническое развитие о. Сахалин. – //Тихоокеанская геология, 1987. №3, с. 42-51.
157. Рождественский В. С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор. – //Доклады АН СССР, 1969, т. 187, №1, с. 156-190.
- 158.Рождественский В. С., Речкин А.Н. Серпентинитовый меланж и некоторые особенности тектонического развития о. Сахалин. – //Доклады АН СССР, 1975. т. 221, №5, с. 1156-1159.
- 159.Романовский С. И. Седиментологические основы литологии — Л.: Недра, 1977. 408 с.
- 160.Ротман В. К. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамления. Т.5, 532Н. 2. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2005. 303 с. (МПР РФ, РАН, Роснедра, ВСЕГЕИ).
- 161.Рыбаков В.Ф. , Литодинамика охотоморского шельфа о. Сахалина // Береговая зона дальневосточных морей. — Л.: Изд-во ГО СССР, 1991, с. 85–97.
162. Рыбаков В. Ф. Донные осадки охотоморского шельфа Сахалина // Геологические и географические особенности некоторых регионов Дальнего Востока и зоны перехода к Тихому океану. — Владивосток: Изд-во ДВПИ, 1989. С. 123-133.
163. Рыбаков В. Ф. Литодинамика охотоморского шельфа о. Сахалина // Береговая зона дальневосточных морей. — Л.: Изд-во ГО СССР, 1991. С. 85–97.
- 164.Рязанцев А. А. Стратиграфия четвертичных отложений шельфов Японского и Охотского морей. В сб.: Четвертичные отложения юга Дальнего Востока и сопредельной территории. Хабаровск, 2001, стр. 58 – 63.
- 165.Савченко А. И., Саяпина Л. М. Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000. Лист М-54 (Александровск-Сахалинский), 1962.
- 166.Саидова Х. М. Стратиграфия осадков и палеогеография северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей СССР по донным фораминиферам.- В кн.: Международный геологический конгресс. XXI сессия: Докл. сов. геологов по проблеме 10. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с.59-68.
- 167.Сальников Б. А. Детальная стратиграфия о официальный анализ нефтегазоносных толщ Северо-Восточного Сахалина и Сахалинского шельфа по материалам-геофизических работ, поискового и параметрического бурения/ Сальников Б.А, Архипова А.Д., Брутман Н.Я., Попова Л.Н., Кузнецова В.Н., Лионенко Л.С. ВГФ, 1986, 251 с.
- 168.Сальников Б. А. Стратиграфия нефтегазоносных и перспективно- нефтегазоносных толщ Сахалина/Сальников Б. А., Мишаков Г. С., Архипова А. Д., Брутман Н. Я., Жидкова Л. С., Кузнецова В. Н., Лионенко Л. С., Попова Л. Н., Сальникова Н. Б., Теплов И. А., Туренко Т. В.//Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., 1979, с.4-33.
- 169.Сахно В. Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии.- Владивосток: Дальнаука, 2001.- 335 с.
- 170.Сваричевский А. С., Белоус О. В. Экзогенный рельеф дна Охотского моря.//Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны, Владивосток, Дальнаука, 2001, стр. 69-85.
- 171.Семёнов Д. Ф. Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука, 1982. 168 с.

172.Сирьк И. М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Южный Сахалин). М.: Наука, 1968. 247 с.

173.Скляров Р. Я. Закономерности строения месторождений алунитовых руд Востока СССР и их технолого-экономическая оценка // Тихоокеанская геология, 1992, № 3. – С. 89–97.

174.Скорнякова Н. С. Донные осадки.- В кн.: Основные черты геологии и гидрология Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с.23-35.

175.Слодкевич В. В., Леснов Ф.П. Геология и некоторые вопросы петрологии Берёзовского мафит-ультрамафитового плутона (о. Сахалин). Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 305, Новосибирск: 1976. с. 53-63.

176.Соболев В. С. Вероятные генераторы углеводородов в морских нефтегазоносных бассейнах Востока России// Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Дальневосточного экономического района, углеводородных ресурсов шельфа морей Северо-Востока и Дальнего Востока.- Сб. докл.- СПб.: ВНИГРИ, 1998.- С. 111-117.

177.Солдатов В. К. Список морских станций 1911 г., сделанных на крейсере «Лейтенант Дыдымов» в Восточных морях. - Ежегодник Зоол. музея АН, СПб., 1913, т. 18, № 3-4, с. 624-637.

178.Соловьёв В. В., Ганешин Г.С. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. Тр. ВСЕГЕИ, т. 172. – Недра, 1971. 157 с.

179.Соловьёв С. Л., Оскорбин Л.С. Схема сейсмического районирования Сахалина. // Сейсмическое районирование Сахалина, Владивосток, ДНВЦ АН СССР, 1977, стр. 53-63.

180.Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений Татарского пролива /Л. С.Маргулис, М. А.Шпеталенко, И. И.Гриценко, В. П.Болдырева// Изв. АН СССР.- 1980.- Сер.геол.- № 7.- С. 75-83.

181. Структура осадков и фации Японского моря. Лихт Ф. Р., Астахов А. С., Боцул А. И. и др. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 286 с.

182.Структурная геоморфология континентальных окраин. Чистяков А. А., Кузнецов Ю. А., Шолохов В. В. и др., М., Недра, 1983, 213 с.

183.Структурная геоморфология континентальных окраин. Чистяков А. А., Кузнецов Ю. А., Шолохов В. В. и др., М., Недра, 1983,213 с.

184.Сухов В. И., Бакулин Ю. И., Лошак Н. П. Металлогения Дальнего Востока России. – Хабаровск, 2000. – 217 с.

185.Сухов В. И. Корреляция тектоно-магматических процессов позднемезозойско-кайнозойского этапа развития территории юга Дальнего Востока// Геодинамические исследования. М : Сов.радио, 1979.- С. 18-45.

186.Схема геолого-структурного районирования Хабаровского края, Еврейской автономной области и сопредельных территорий / Ред. А. Ф. Васькин, Г. В. Роганов. ФГУП «Дальгеофизика». Хабаровск, 2006. Фонды ОАО «Дальгеофизика».

187.Тарасов Н. И. О работах южного отряда Тихоокеанской экспедиции ГГИ летом 1930 г. – То же, 1931, № 33, с. 43-50.

188.Тарасов Н. И. О работах южного отряда Тихоокеанской экспедиции ГГИ в 1931 г. – То же, 1932, № 52, с. 55-57.

189.Тарасов Н. И. О ходе гидробиологических работ южного отряда Тихоокеанской экспедиции ГГИ в 1929 г., Изв. Гос. гидрол. ин-та, , 1929, № 25, с. 116-118.

- 190.Тарасов Н. И. Японское море. – Морской сборник, 1940, № 8, с. 50-79.
- 191.Тихонов Н. В. О наведенной сейсмичности на северо-восточном шельфе о.Сахалин. // Проблемы сейсмичности и современной геодинамики Дальнего Востока и Восточной Сибири. Хабаровск, 2010, стр. 283-286.
192. Тронов Ю.А., Харахинов В.В., Кононов В.Э., Пудиков Э.Т. Северо-Татарский нефтегазоносный бассейн. – //Тихоокеанская геология, 1987. №6, с. 45-49.
- 193.Тютрин И. И. Перспективы поисков нефти и газа на Юго-Западном Сахалине. – //Геология нефти и газа, 1990. №3, с. 16-19.
- 194.Удинцев Г. Б. Геоморфология и динамика развития впадины Охотского моря // Строение дна Охотского моря. М., Наука, 1981, стр.145-147.
- 195.Уломов В. И. Сейсмическая опасность на территории России. // Наука в Рос-сии. 2001, № 6, стр. 18-25.
- 196.Уткин И. В. Компьютерная статистическая обработка данных по гранулометрии донных осадков для характеристики обстановок современного осадкообразования // Условия образования донных осадков и связанных с ними полезных ископаемых в окраинных морях. — Владивосток: Дальнаука, 2002, с. 96-112.
- 197.Филатова Н. И. Периокеанические вулканогенные пояса. - М.: Недра, 1988.- 264 с.
- 198.Фрейдин А. И., Лившиц Ю. Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-VII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 72 с.
- 199.Харахинов В .В. Изучение тектонических условий нефтегазоносности перспективных районов о.Сахалин и шельфов акваторий Дальнего Востока и Северо-востока СССР/В.В. Харахинов, А. А.Терещенков, А. А.Заболотников, В. А.Бобошина, Д. И.Бурканов. М.:ВНТИцентр, 1984, 321 с.
- 200.Харахинов В. В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: //Научный мир, 2010. 276 с.
- 201.Хершберг Л. Б., Рязанцев А. А., Гуськов Л. Г., Шмулев В. Г., Наумов Ю. А. Древние береговые линии послеледниковой трансгрессии на шельфе Японского и Охотского морей // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. — М.: Наука, 1982. С. 196-207.
- 202.Хершберг Л. Б., Рязанцев А. А., Михайлик Е. В., Чудаев О. В. Разработка стратиграфической основы для проведения геологической съемки масштаба 1:200 000 шельфовых областей Дальневосточных морей России. , Тихоокеанская геология, 2010, № 6, стр. 90-104.
203. Цой И. Б., Терехов В. В., Шастина В. В. и др. О возрасте котиковской серии полуострова Терпения (Восточный Сахалин). //Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. т. 13, №6, с. 77-88.
- 204.Чайников В. И Пирокластический материал в осадках северо-западной части Тихого океана. // ДАН СССР, т.180, № 2, 1971, с. 211-218.
- 205.Чайников В. И. Некоторые свойства глубоководной пирокластики в Японском море в связи с проблемой подводного вулканизма.- В кн.: геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975, с.96-100.
- 206.Шапоренко С. И., Загрязнение прибрежных морей России. // Водные ресурсы, 1997, т. 24, № 3, с. 320-327
- 207.Шепард Ф. П. Морская геология — Л.: Недра, 1976. 488 с.

208. Шмидт П. Ю. Список станций Корейско-Сахалинской экспедиции Географического общества 1900-1901 г. в Японском и Охотском морях. - Ежегодник Зоол. музея АН, СПб., 1903, т.8, № 3-4, с. 47-54.

209. Шуршалина В. А., Шевченко В. К. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXVI. Объяснительная записка. - М.: Госгеолтехиздат, 1969. - 60 с.

210. Юрасов Г. И., Ванин Н. С., Никитин А. А. Характеристика фронтов в Японском море по судовым и спутниковым измерениям // Метеорология и гидрология, 2009, т. 34, № 4, с. 93-105.

211. Яричин В. Г. Некоторые особенности горизонтального движения вод в Японском море к северу от 40° с.ш. // Тр. ДВНИИ, 1982, вып. 96, с. 111-120.

212. Barron J. A., Gladenkov A. Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. ODP, Sci. results, Eds Read. K., Basov I. A., Scholl D. W., Allan J. F. College Station, TX (ocean Drilling Program). 1995, v. 145, p. 3-20.

213. Cruise Report of Sakhalin Slope Gas Hydrate Project 2012, R/V Akademik M. A. Lavrentyev Cruise 59, 7-30 August, 2012 (in press).

214. Jolivet L., Shibuya H., Fournier H. Paleomagnetic rotation and the Japan Sea opening // Active margins basins of the Western Pacific. AGU Geoph. Monogr. 88. Washington, 1995. P. 355-371.

215. McManus D. A. Modern versus relict sediment on the continental shelf. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, № 8, p. 1154-1160.

216. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins / J. Hardenbol, J. Thierry, M. Farley and et al. // SEPM (Society of Sedimentary Geology) Special Publication. - 1998. - № 60. - P. 51-77.

217. Saito T. and oth. Occurrence of Silicoflagellatae Mesocena elliptica: evidence on the age of the Wakimoto formation Oga Peninsula, Japan and the recognition of the Jaramillo event // J. Geol. Soc. Japan. 1977, v. 83, N 3, p. 181-186.

218. Visher G. S. Grain size distributions and depositional processes. - J. Sediment. Petrol., 1969, v. 39, N 3, p. 1074-1106.

Неопубликованная

219. Александрова А. Н. Четвертичные отложения о. Сахалин (Объяснительная записка к карте четвертичных отложений масштаба 1:500 000). Южно-Сахалинск: 1965. ТФГИ, № 2931.

220. Амелин С. А., Тиньков Е. А. Отчет о результатах работ за 2009–2011 гг. по Государственному контракту от 6 июля 2009 г. № 8/2009. Оценка геологической изученности, подготовка геологического обоснования ГДП-200 листа М-54-XIV (Тумнинская площадь). ФГУП "Дальгеофизика" Дальнедр. Хабаровск, 2011. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1489.

221. Анализ минерально-сырьевой базы Сахалинской области для разработки программы // Развитие, воспроизводство и использование минерально-сырьевой базы на 2007-2010 гг. в 2-х книгах (отв. Исп. Евсеев В. Ф.). Южно-Сахалинск: 2006. ТФГИ, № 8282.

222. Анашкина А. М. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в р-не Афанасьевского золоторудного месторождения за 1951–1952 г. Приморзолото. Хабаровск, 1953. № 6688.

223. Антипенко В. Г. Отчет о результатах поисков известняков для производства строительной извести в окрестностях с. Киселевка Ульчского района Хабаровского края в 1989–1991 гг. (Киселевский объект). ХКГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1991. № 21748.
224. Архипов Б. С., Савченко Ю. Г. Отчет о групповой гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000 на площади листов М-53-ХП, XVII, М-54-VII за 1983–90 гг. (Амгунь-Горинская партия). Комсомольская ГРЭ ПГО «Дальгеология». Комсомольск -на Амуре, 1990. № 21532.
225. Арчугова Ю. С. Отчет о результатах работ Уссурийской геофизической партии № 12 за 1956–57 гг. ГФЭ ДВГУ. Хабаровск, 1957. № 1330.
226. Ахметьева Н. П. Стратиграфия плейстоценовых отложений и некоторые вопросы палеогеографии Нижнего Приамурья. Москва, 1973. ФБУ «ГФИ по ДВ ФО», № 15927
227. Балабко Г. Ф. Комплексные поисковые геофизические и детальные сейсмические исследования на Северо-Татарском участке шельфа Юго-Западного Сахалина, 1985.
228. Балабко Г. Ф. Комплексные поисковые геофизические исследования на Углегорско-Александровском участке, 1984.
229. Балабко Г. Ф. Комплексные региональные геофизические исследования в южной части Татарского пролива. 1978.
230. Балабко Г. Ф. Отчет по объекту 24/79 «Комплексные геофизические региональные исследования в заливе Терпения», 1980, Морской филиал ФГНУПП «Росгеолфонд». Полевые сейсмические работы 2Д на шельфе Северного и Северо-Восточного Сахалина.
231. Балуев Е. А. Отчет о поисковых работах и предварительной разведке Нижнетамбовского месторождения строительного камня в Комсомольском районе Хабаровского края в 1986–88 гг. (Нижнетамбовский объект). ХПСЭ Дальгеолком. Хабаровск, 1989. № 21423.
232. Балуев Е. А. Отчет о разведке Совгаванского-2 месторождения строительного камня (гранодиоритов) в Советско-Гаванском районе Хабаровского края с подсчетом запасов на 01.01.84 г. (Совгаванский объект). ХКГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1984. № 20294.
233. Балуев Е. А. Отчет о результатах поисковых и поисково-разведочных работ на олово и золото в бассейне среднего течения р. Буту (Таусинское и Руднинское месторождения, рудопроявление Золотой Ключик) (Сихотэ-Алинская партия, 1963–68 гг.). ХКГРЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1968. № 13818.
234. Балуев Е. А., Васильев П. Г. Отчет о результатах поисковых и поисково-разведочных работ на Мопауском оловорудном узле в 1962 г. ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1963. № 9859.
235. Балуев Е. А., Васильев П. Г. Отчет о результатах поисковых и поисково-разведочных работ на олово и золото в бассейне среднего течения р. Буту. (Сихотэ-Алинская партия). ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1964. № 10398.
236. Барабашина Г. И. Отчет о результатах поисково-ревиссионных и разведочных работ, проведенных Приамурской партией в 1952–54 гг. Геологоразведочный трест № 1. Хабаровск, 1955. № 4928.

237. Барвинок Ю. В., Авченко А. В., Лушников В. Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Пакту, Иктами и верховьев р. Самарги. Отчет Самаргинской партии за 1967–1970 гг. ГСЭ ПГО «Приморгеология». Владивосток, 1970. Фонды Приморгеологии.
238. Батюков С. И. Отчет о гидрогеологических исследованиях на Тумнинском участке термальных вод в Ванинском районе Хабаровского края с подсчетом эксплуатационных запасов по состоянию на 1.07.86 г. (Тумнинский объект). ХКГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1986. № 20819.
239. Батюков С. И. Отчет о результатах детальных поисков термальных вод на участке Тумнинском за 1981–85 гг. (Тумнинский объект). ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1985. № 20454.
240. Батюков С. И., Бучинский А. А., Брюхов Л. А. и др. Геология, гидрогеология и инженерная геология района г. Советская Гавань. Отчет Ванинской партии о геолого-гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:50 000 за 1964–1965 гг. ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1966. № 11982.
241. Бельтенов Е. Б. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Эльга, Ларгасу I-я и II-я, Яй и Бешеная. (часть листа М-54-VIII). (Отчет о геолого-съёмочных и поисковых работах м-ба 1:200 000 партией 5/15 за 1954 г.). ВСЕГЕИ. Ленинград, 1955. № 4787.
- 241А. Бельтенов Е. Б., Исакова А. И., Шалимов А. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-VIII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 80 с.
- 241В. Бельтенов Е. Б., Капралова К. П., Савченко А. И., Устинова Л. С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-I. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 62 с.
242. Беляев Г. М. и др. Геохимическая основа листа М-54 (отчет по теме № 103). ВСЕГЕИ. Санкт-Петербург, 1999. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1361.
243. Беспалый В.Г., Лопатин Д.В. Окончательный отчёт по теме //Изучение геоморфологии и четвертичных отложений Поронайского и Кировского районов о. Сахалин. Южно-Сахалинск: 1964. ТФГИ, №1888.
244. Бодров К. М. Отчет Амурской партии о результатах поисково-реvisionsных работ на строительные материалы в р-не г.г. Советской Гавани, Николаевска и Комсомольска в 1954 г. ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1955. № 4973.
245. Боженов А. Я. Морские геофизические и геотехнические изыскания по проекту Сахалин-2 на Пильтун-Астохской, Лунской площадках и акватории залива Анива, ТИГ, Южно-Сахалинск, 2004.
246. Боженов А. Я. Морские геофизические и геотехнические изыскания по проекту Сахалин-2 на Пильтун-Астохской, Лунской площадках и акватории залива Анива, ТИГ, Южно-Сахалинск, 2004.
247. Боженов А. Я. Морские инженерно-геологические изыскания для постановки плавучей буровой установки. Венинский лицензионный блок. Южно-Айяшская и Северо-Венинская площадки. Проект Сахалин-3, ТИГ, Южно-Сахалинск, 2006.
248. Боженов А. Я. Морские инженерно-геологические изыскания для постановки плавучей буровой установки. Венинский лицензионный блок. Южно-Айяшская и Северо-Венинская площадки. Проект Сахалин-3, ТИГ, Южно-Сахалинск, 2006.

249. Бойко И. П., Макеев Н. П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Шелехова, Быстрая и Хальзан (Отчет о результатах полевых работ Мачтовой геолого-съёмочной партии за 1962 г.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1963. № 9758.
250. Бойко И. П., Троян В. Б., Худин Л. М. и др. Отчет о результатах геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000, проведенных в бассейнах рек Коппи, Бюленя, Дю и правых притоков р. Анюя (Бюленейская партия, 1965–1966 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1967. № 12261.
251. Брудницкая Е. П., Третьякова Л. Д. Палеонтологическое обоснование расчленения морских триасовых, юрских и меловых отложений Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья. Отчет по теме 217 за 1975–77 гг. ГСЭ ДВТУ. Хабаровск, 1977. № 18153.
252. Бруско Э. Н. Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах Дяппенско-Спорненского рудного узла (Удыльская партия, 1988–1989 гг.). Нижне-Амурское ГПП ПГО «Дальгеология». Красное, 1991. № 21752.
253. Бруско Э. Н. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Агние-Афанасьевского золоторудного узла и его флангах (Агние-Афанасьевская партия, 1985–88 гг.). Нижне-Амурское ГПП ПГО «Дальгеология». Красное, 1989. № 21435.
254. Буланова Н. Ф. Отчет о результатах подготовки геофизической основы масштаба 1:50 000 для геолого-съёмочных работ в Нижне-Амурском золотоносном р-не (Нимеленский объект). Листы N-53-XXVIII, XXXIII, XXXIV, XXIX, XXX; M-54-II, VII. ГФЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1990. № 21580.
255. Бурлаков С. В. Отчет о результатах поисково-оценочных, ревизионных и детальных геологоразведочных работ на россыпное золото в бассейнах рр. Тумнин и Мули, по ручьям Джегдаг, Нальдынча, Алексейкан, Утачи, Бестак-2, Хоккайти, Оемку и др., проведенных Центральной ГРП «Приморзолото» в 1985–1988 гг.). Хабаровск, 1988. № 21318.
256. Бурлаков С. В. Результаты детальной разведки месторождения россыпного золота в бассейне руч. Олонде - левого притока р. Чичамар (бассейна р. Тумнин). (Отчет Центральной ГРП «Приморзолото» за 1988–1991 гг.). Хабаровск, 1991. № 21820.
257. Бурлаков С. В. Результаты поисковых и разведочных работ на россыпное золото, проведенных в бассейне р. Тумнин (руч. Зимовье-1, Багдрус, Агандяк, Колба). (Отчет Центральной ГРП «Приморзолото» за 1987–1991 гг.). Хабаровск, 1992. № 21834.
258. Бучинский А. А. Отчет о результатах гидрогеологических исследований по водоснабжению порта Ванино с подсчетом эксплуатационных запасов подземных вод на 1.1.1966 г. ХКГРЭ ДВТУ. Хабаровск, 1966. № 11975.
259. Бучинский А. А. Отчет о результатах гидрогеологических исследований по водоснабжению г. Советская Гавань с подсчетом эксплуатационных запасов подземных вод на 1.1.1966 г. ХКГРЭ ДВТУ. Хабаровск, 1966. № 11980.
260. Васильева Л.К. Комплексные геофизические исследования на Бошняковском участке Татарского пролива, 1986.
261. Васькин А. Ф. (отв. исп.). Отчет по региональному объекту «Создание атласа карт геологического содержания на территорию Хабаровского края и ЕАО,

включая прилегающие районы КНР, в масштабе 1:1 000 000». Этап 2. – Составление сводной геологической и регистрационной карты полезных ископаемых. В 9 кн. ФГУ ГПП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 2001. № 22775.

262. Васькин А. Ф., Камаев Н. М. Отчет о результатах работ по объекту N-07.7 «Составление Гис-атласа карт геологического содержания масштаба 1:2 500 000 и 1: 1 000 000 Хабаровского края и Еврейской автономной области». Книга 2 (14). Гис-пакет оперативной геологической информации по Хабаровскому краю. ФГУ ГПП «Хабаровскгеология», ФГУП «ВСЕГЕИ». Хабаровск, 2003. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1405.

263. Воларович Г. П. Геологические особенности и золотоносность Удильского и Тумнинского районов Нижнего Амура (Отчет по теме В.18.13.1. «Составление врезок в прогнозной карте на золото южной части Дальнего Востока по районам Нижнего Амура, Средней Зеи, юга Приморья. Раздел 1, часть А). ЦНИГРИ. Москва, 1966. № 12036.

264. Гаврилов В. В. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных в бассейнах рек Коппи, Тигриной, Бюленей и Уджаки в 1967–68 гг. (Буту-Коппинская партия). ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1969. № 13454.

265. Гальверсен В.Г., Евсеев С.В., Коноваленко А.А. и др. ГДП-200 листов М-54-ХVIII, XXIV (Лангерийский золоторудный район). Отчёт о результатах работ Восточно-Сахалинской ГСП за 2006-2009 гг. Южно-Сахалинск: 2009. ТФГИ, №8682.

266. Гашенко С. В. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото Яйской ГРП в Афанасьевском золотоносном районе в 1980–81 гг. Объединение «Приморзолото». Хабаровск, 1981. № 19493.

267. Гашенко С. В. Отчет о результатах поисковых и детальных разведочных работ на россыпное золото Яйской ГРП в бассейнах рек Лимури, Дали, Дяппе в 1979–81 гг. Объединение «Приморзолото». Хабаровск, 1982. № 19561.

268. Головкин С. В., Шапочка И. И. Карты аномального геофизического магнитного поля СССР масштаба 1:200 000 на листы М-54-1, II, III, VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. ГФЭ ДВГУ. Хабаровск, 1963. № 10065.

269. Головнева А. А. Отчет по попутным поискам Бута-Коппинского междуречья, проведенным в 1953 г. ДВГУ. Хабаровск, 1953. № 6117.

270. Гордин А. И. Инженерно-геологическая съемка в масштабе 1:50 000 в районе Южно-Луньской газоперспективной структуры (листы М-54-36-А, б, г; М-54-36-Б, а, в). ДМИГЭ, Южно-Сахалинск, 1994.

271. Гордин А. И. Инженерно-геологическая съемка в масштабе 1:50 000 в районе Южно-Луньской газоперспективной структуры (листы М-54-36-А, б, г; М-54-36-Б, а, в). ДМИГЭ, Южно-Сахалинск, 1994.

272. Гордин А. И., Березко Б. В. Инженерно-геологическая съемка масштаба 1:50 000 в районе Кириной нефтеперспективной структуры (М-54-24-Б,Г). Отчет по объекту 113. ДМИГЭ, Южно-Сахалинск, 1991.

273. Гордин А. И., Березко Б. В. Инженерно-геологическая съемка масштаба 1:50 000 в районе Кириной нефтеперспективной структуры (М-54-24-Б,Г). Отчет по объекту 113. ДМИГЭ, Южно-Сахалинск, 1991.

274. Гордин А. И., Березко Б. В., Жильцов А. М. Инженерно-геологическая съемка масштаба 1:50 000 в районе Луньского газоконденсатного месторождения

(листы М-54-23-Б, Г; М-54-24-А, В). ДМИГЭ, Южно-Сахалинск, 1990. ТФГИ ДВФО, № 06791.

275. Гордин А. И., Березко Б. В., Жильцов А. М. Инженерно-геологическая съемка масштаба 1:50 000 в районе Луньского газоконденсатного месторождения (листы М-54-23-Б, Г; М-54-24-А, В). ДМИГЭ, Южно-Сахалинск, 1990. ТФГИ ДВФО, № 06791.

276. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Сахалинская. Лист М-54-ХVIII (Пограничное). Гальверсен В. Г., Евсеев С. В., Коноваленко А. А., Хайбуллин Г. А., редактор Евсеев В. Ф. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009 г.

277. Григорьев Г. К. Отчет о детальной разведке месторождения строительного камня сопка "Кекурная" и доразведка Совгаванского месторождения гранодиоритов, проведенных в районе г. Советская Гавань Хабаровского края в 1971–72 гг. ГСЭ ДВГГУ. Хабаровск, 1974. № 15162.

278. Гриценко И. И., Хрячков М. А. Отчёт о результатах поисковых и разведочных работ на тальк в Восточно-Сахалинских горах в 1963-1964 гг. Южно-Сахалинск: 1965. ТФГИ, №2705.

279. Гуляева Л. С., Коломиец М. А. Геологический отчёт по объекту: //Анализ угленосных формаций о. Сахалин с целью выбора объектов с для открытой угледобычи (по состоянию на 01.06.1999 г). Южно-Сахалинск: 1999. ТФГИ, №7647.

280. Данилов А. А. Каталог месторождений строительных материалов, выявленных за период 1984-2001гг. (Хабаровский край). ГФУ ГПП «Далькварцсамоцветы». Хабаровск, 2002. № 22767.

281. Демин А. В. Финашин В. К. Рудопроявления вольфрама, молибдена и олова в бассейне р. Акур (Отчет о работах партии № 12 за 1955 г.). ВСЕГЕИ. Ленинград, 1956. № 5024.

282. Демин А. В., Зыков Ю. Н., Серегин Б. Ф. Отчет по результатам геологосъемочных и поисковых работ м-ба 1:50 000, проведенных в бассейне рек Бута и Аджалами. (Аджаламинская партия, 1964–65 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1966. № 11721.

283. Демин А. В., Кириллов Е. В., Фальковский В. А. Отчет о результатах геолого-съемочных работ м-ба 1:50000 на территории листов М-54-98-Б и Г и поисковых работ на территории листа М-54-98-Г. (Мопауская партия, 1962–1963 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1964. № 10392.

284. Демин А. В., Лобовников В. С. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Анной (Отчет о геолого-съемочных и поисковых работах м-ба 1:50 000 за 1959 г.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1960. № 8401.

285. Демин А. В., Финашин В. К. Рудопроявления олова, вольфрама и полиметаллов в бассейне верхнего течения реки Джаур. ВСЕГЕИ. Ленинград, 1955. № 4793.

286. Дениско В. А. Техничко-экономическое обоснование постоянных кондиций для подсчета запасов керамзитовых глин Аксянского месторождения в Комсомольском р-не Хабаровского края. ХКГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1990. № 21593.

287. Денисов С. В. (отв. исп.). Оценка и учет прогнозных ресурсов благородных металлов (золото, серебро, платиноиды) в Хабаровском крае и ЕАО по состоя-

нию на 1.01.1993 г. Дальгеолком. Хабаровск, 1993. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 2119.

288. Денисов С. В., Киршев Ф. Н., Головина Р. П. и др. Карта комплексной россыпной металлогении Хабаровского края. Отчет по теме Б.І.4/501(16) 320 за 1986–89 гг. Дальгеолком. Хабаровск, 1991. № 21790.

289. Добкин С. Н. (отв. исп.). Отчет о результатах работ по объекту № 18-3/10 «Составление и подготовка к изданию комплектов Госгеолкарты-200/2 листов N-54-XXXIII и M-54-VII (Нижнеамурская площадь). Госконтракт № 3/2010 от 11.05.2010 г. ФГУП «Дальгеофизика». Хабаровск, 2012. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1513.

290. Дудко А. М. Геологическое строение и тектоника Афанасьевского золоторудного месторождения. Афанасьевское рудоуправление треста Приморзолото. Хабаровск, 1946. № 6759.

291. Дымович В. А. (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Катэн, Чуцен, Кафэ. Отчет Восточно-Катэнской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 и общих поисках, проведенных в 1986–91 гг. Листы L-53-34-A,-Б,-В-Г-а,-в,-46-A. ХПСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1991. № 21681.

292. Дымович В. А. (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов среднего течения р. Коппи и верхнего течения р. Аджалами. Отчет Иолийской партии о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения площадей масштаба 1:50 000 с общими поисками, проведенных в пределах листов M-54-111-A, -B, -Г; 123-A, -Б в 1991–1997 гг. Хабаровское государственное горно-геологическое предприятие (ХГГПП) Дальгеолкома Хабаровск, 1998. № 22487.

293. Дыренко В. А., Никитин Ю. Н., Макеев Н. П. и др. Отчет о результатах геолого-съемочных и поисковых работ м-ба 1:50 000, проведенных в бассейне среднего течения р. Хуту и в верховьях рр. Акура и Хунгари (Бутинская партия, 1965–1966 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1968. № 12789.

294. Дьяков В. Н. (отв. исп.). Отчет Лимурчанской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной на листах N-54-133-Г; M-54-I-Б, В, Г; M-54-13 в бассейнах верхних течений рек Пильда и Лимури в 1986–1991 годах. Нижне-Амурская экспедиция ПГО "Дальгеология". Красное, 1991. № 21750.

295. Дьяков В. Н. (отв. Исп.). Отчет Лимурчанской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной на листах N-54-133-Г; M-54-I-Б, В, Г; M-54-13 в бассейнах верхних течений рек Пильда и Лимури в 1986–1991 годах. 541Н541нее-Амурская экспедиция ПГО «Дальгеология». Красное, 1991. ФБУ «ГФИ по ДВ ФО», № 21750.

296. Дьячков М. К. (отв. исп.). Отчет Лимурийской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной на листах M-54-2-A,Б,В,Г; M-54-3-A,В; M-54-3-Б-а,в; M-54-3-Г-а,в; M-54-14-A-а,б; M-54-14-Б-а,б; M-54-15-A-а,б; (бассейн рек Лимури и Пильда), за 1984–1989 годы. Нижне-Амурская экспедиция ПГО "Дальгеология". Хабаровск, 1989. № 21352.

297. Дьячков М. К. (отв. исп.). Отчет о поисковых работах на алуниты в пределах Шелеховского массива вторичных кварцитов за 1990–93 гг. Нижне-Амурское ГПП ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1995. № 22130.

298. Дьячков М. К., Нелюбов П. А., Астафьев В. Ф. и др. Отчет Софийской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000, проведенной на листах М-54-15-Б-г-4; М-54-15-Г-б-2; М-54-15-Г-г; М-54-15-Г-в-3,4; М-54-16-А-в.г; М-54-16-Б-в.г; М-54-В,Г; М-54-17-А-в.г; М-54-17-В; М-54-27-А,Б,В; М-54-28-А,Б; М-54-29-А-а,б. Правобережье р. Амур, бассейны рек Яй, Саласу, Бешеной. 1978–1983 гг. Нижне-Амурская экспедиция ПГО «Дальгеология». Красное, 1983. № 19922.

299. Дьячков М. К., Нелюбов П. А., Астафьев В. Ф. и др. Отчет Софийской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000, проведенной на листах М-54-15-Б-г-4; М-54-15-Г-б-2; М-54-15-Г-г; М-54-15-Г-в-3,4; М-54-16-А-в.г; М-54-16-Б-в.г; М-54-В,Г; М-54-17-А-в.г; М-54-17-В; М-54-27-А,Б,В; М-54-28-А,Б; М-54-29-А-а,б. Правобережье р. Амур, бассейны рек Яй, Саласу, Бешеной. 1978–1983 гг. 542Н542нее-Амурская экспедиция ПГО «Дальгеология». Красное, 1983. ФБУ «ТФИ по ДВ ФО», № 19922.

300. Дьячков М. К., Стеганцов В. А. Отчет о результатах групповой геологической съемки Савинской партии масштаба 1:50 000 на территории водораздела реки Амур и Амурского лимана за 1974–1978 годы (в 3-х томах). Листы: N-54-114-В(г), Г(в, г); N-54-115-В(в, г), Г(а); N-54-125-А(б,г), Б, В(б,г), Г; N-54-127-А, Б(а), В(а, в, г); N-54-137-Б(б, г), Г(б, г); N-54-138-А,Б,В,Г; N-54-139-А, Б(а, в, г), В, Г(а, б, в); N-54-140-А(а); М-54-5-Б(б, г); М-54-6-А, Б. Нижне-Амурская экспедиция ДВТГУ. Красное, 1978. № 18679.

301. Евсеев В.Ф. Информационный отчёт по объекту: «Геологическое доизучение масштаба 1:200000 и подготовка к изданию листов М-54-ХІ, ХІІ Сахалинской серии (Тымовская ГСП). Южно-Сахалинск: 2002. ТФГИ, №7898.

302. Евсеев В.Ф., Никитин Л.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Лангерийской площади (Отчёт Вальзинской партии по результатам геологосъёмочных работ на площади листов М-54-71-А,В,Г за 1966-1968 гг., масштаба 1:50000). Южно-Сахалинск: 1969. ТФГИ, №3349.

303. Егоров А. Г. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на ртуть, проведенных в бассейне верхних течений рек Ниж. Хавынь, Понгдан, Болин и Омор. (Хавыньская партия, 1960 г.). ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1961. № 9840.

304. Егоров Е. В. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на Учаминском Бериллиево-вольфрамовом месторождении в бассейне рек Пильды и Джатки, проведенных Учаминской партией в 1962 г. ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1963. № 10026.

305. Ежеля А. М. и др. Отчет о результатах детальных поисковых и поисково-оценочных работ на олово и вольфрам в бассейнах верховьев рек Тумнин-Чичамар. (Тумнинский участок). 10-е Главное управление. Комсомольск-на Амуре, 1984. № 20275.

306. Ежеля А. М. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на флангах олово-вольфрамового участка Зимовье-1 рудопроявления Пестрого (Тумнинский участок) 1985–1986 гг. 10-е Главное управление. Комсомольск-на Амуре, 1986. № 20645.

307. Енгальчев Э.Н. Отчёт о результатах структурного бурения в Поронайской низменности на Побединском поднятии и Буюклинском гравитационном максимуме. Южно-Сахалинск: 1962. ТФГИ, №2230.
308. Ермилова И. О., Потоцкий Ю. П. Отчет о результатах работ Лимурийской аэрогеофизической партии за 1983–86 гг. (Комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1:50 000 и 1:25 000 в пределах Нижне-Амурской рудоносной площади и Гонжинского золотоносного района). Лимурийский объект. ГФЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1986. № 20717.
309. Ермоленко Э. Х. Отчет о геологоразведочных работах на Совгаванском-3 месторождении гранодиоритов в Советско-Гаванском районе Хабаровского края в 1985 г. с подсчетом запасов строительного камня на 1.01.87 г. (Совгаванский II объект). ХГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1986. № 20823.
310. Ермоленко Э. Х. Отчет о геологоразведочных работах на Хаджинском месторождении строительного камня (андезито-базальтов) в границах горного отвода в Советско-Гаванском р-не Хаб.края в 1985–87 гг. с переоценкой запасов. ХГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1987. № 20998.
311. Ерошенко Н. В. Государственная геологическая карта СССР (новая серия) м-б 1:1 000 000. Карта четвертичных отложений N-(53), 54 (Николаевск-на-Амуре). ВСЕГЕИ. Ленинград, 1973 г. № 17366.
312. Жаров А.Э. Геолого-экономическая оценка локальных нефтегазоперспективных объектов на шельфах Дальневосточных морей. Переоценка ресурсного потенциала УВ и предтендерная подготовка геологической основы конкурсного участка Сахалин-5,6; оценка прогнозных ресурсов УВ на шельфе Юго-Западного Сахалина. 2003, ФГУП «Дальморнефтегеофизика», (м-б 1:500 000).
313. Жаров А.Э. Переинтерпретация сейсмических данных по шельфу, прилегающему к Хабаровскому Краю (Татарский пролив), 2001 г. ФГУП «Дальморнефтегеофизика», (м-б 1:500 000).
- 313А. Жаров А.Э., Нефтегазоносные системы татарского пролива: строение, перспективы и риски освоения. // Проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы Сахалинской области. Мат-лы научно-практической конференции, Южно-Сахалинск, 2003, стр. 31-41.
314. Жилин М. Ю. Отчет о геолого-поисковых работах 1948 г. в бассейне р. Тумнин. Дальцветметразведка. Владивосток, 1949. № 2231.
315. Зайвый Г. Н. Отчет о работах Верхне-Тумнинской поисково-съёмочной партии в бассейнах рек Эльга, Ларгасу 1-я, Ларгасу 2-я за 1954 г. Золоторазведка «Приморзолото». Хабаровск, 1954. № 4627.
316. Захаров Ф. В. Отчет по теме V Б.113 (50(16)43-3/453). Оценка перспектив россыпной золотоносности Пильда-Лимурийского района. ВостСибНИИГГиМС. Хабаровск, 1985. № 20431.
317. Зинченко А. С. Хунгарийское буроугольное месторождение в Комсомольском районе Хаб.края. Геологическое описание и подсчет запасов бурого угля по состоянию на 1 января 1955 г. Дальвостуглеразведка. Хабаровск, 1955. № 757.
318. Злобина Л.М. (отв. исполнитель). Комплексные поисковые геофизические исследования на акватории залива Терпения, 1986
319. Золотов М. Г. Отчет о геолого-съёмочных работах в верхней части бассейна р.Тумнин за 1949 г. ДВГУ. Хабаровск, 1950. № 2517.

320. Зыков Ю. Н., Брякин В. И., Киршев Ф. Н. и др. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50 000 в бассейне верхнего и среднего течения р. Гобилли. (Листы М-54-85-Г-в и г, М-54-86-В, М-54-97-А-б и г, М-54-97-Б). (Гобилинская партия, 1967–69 гг.). ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1970. № 14015.
321. Зыков Ю. Н., Самойлов В. А., Горбов В. А. и др. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейне среднего течения р. Тумнин и ее правых притоков Джегдаг, Колба, Уини. Листы М-54-52-В и М-54-52-А (Джегдагская партия 1971–1973 гг.). ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1974. № 16666.
322. Исполинов В. А., Мусихин Э. Н., Крупица С. П. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50 000 в бассейне верхнего течения р. Джауса (территория листов М-54-134-А и М-54-122-В) (Верхне-Джаусинская партия, 1966–67 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1968. № 12777.
323. Кайдалов В. А. (отв. Исп.). Отчет о результатах работ за 2004–2007 гг. по Государственному контракту № 3/04. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 территории листа М-54-І (Пильда-Лимурийский объект). ОАО «Приморгеология»- Дальнедра. Хабаровск, 2007. ФБУ «ТФИ по ДВ ФО», № 25855
324. Кайдалов В. А. и др. Отчёт Сунгачанской партии по групповой геологической съёмке м-ба 1:50 000 (восточная часть хр. Чаятын) за 1976–81 гг. Нижне-Амурская экспедиция ПГО "Дальгеология". Красное, 1981. № 19285.
325. Кайдалов В.А. (отв. исп.). Информационный отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000, выполненных Алгатинской, Усалгинской, Сомнинской и Ларгасинской партиями Нижнеамурского ГПП в 1989–1992гг. ФГУГПП «Хабаровск-геология». Хабаровск, 1999. № 22484.
326. Калита В. А. Отчет о поисках подземных вод в бассейнах рек Май и Бол. Хадя для водоснабжения г. Советская Гавань (по работам за 1988–90 гг.). ХПСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1991. № 21696.
327. Калита В. А. Отчет о разведке подземных вод для водоснабжения г. Советская Гавань с подсчетом эксплуатационных запасов подземных вод участка Южного Совгаванского месторождения по состоянию на 01.02.1990г., (Совгаванская партия, Совгаванский-86 объект, 1986–90 гг.). ХПСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1990. № 21553.
328. Калмыков В. М. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в бассейне среднего течения р. Тумнин и нижнего течения р. Гур за 1987–1991 гг. Россыпной объект. Нижне-Амурское ГПП. с. Красное, 1992. № 21831.
329. Капица А. А. О возрасте базальтов Советской Гавани и Сахалина. ДВГУ. Хабаровск, 1961. № 8775.
330. Каплин П. А., Букин В. М. и др. Отчет о научно-исследовательской работе «История развития побережья и шельфа дальневосточных морей СССР в плейстоцене» — М.: МГУ им. М. В. Ломоносова, 1980. 393 с.
331. Каплин П. А., Букин В. М. и др. Отчет о научно-исследовательской работе «История развития побережья и шельфа дальневосточных морей СССР в плейстоцене» — М.: МГУ им. М. В. Ломоносова, 1980, 393 с.
332. Карагодин Ю. Ю., Березко Б. В., Изотова Г. Н., Морозов Е. Н. Подготовительные инженерно-геологические изыскания на площадках заложения проектных

глубоких скважин № 2, 4 и 5 на Лунской площади северо-восточного участка шельфа о. Сахалин. ДМИГЭ, Южно-Сахалинск, 1987.

333. Карагодин Ю. Ю., Березко Б. В., Изотова Г. Н., Морозов Е. Н. Подготовительные инженерно-геологические изыскания на площадках заложения проектных глубоких скважин № 2, 4 и 5 на Лунской площади северо-восточного участка шельфа о. Сахалин. ДМИГЭ, Южно-Сахалинск, 1987.

334. Карпей Т. И. (отв. исполнитель). Детальные сейсморазведочные исследования на Богачитинирском участке шельфа Сахалина, 1990.

335. Карпухина Л. А. Комплексные региональные геофизические исследования в центральной части Татарского пролива.

336. Касьянов В. С., Белецкая С. В. и др. Гидрогеологические условия Юго-Восточной части Тымь-Поронайской низменности, южных отрогов Восточно-Сахалинских гор и п-ва Терпения (Отчёт партии №497 о гидрогеологической съёмке масштаба 1:200000 на территории листов М-54-XXIV, XXX; М-55-XIX; XXV, проведённой в 1961-1962 гг.). Южно-Сахалинск: 1963. ТФГИ, №2435.

337. Кириллов А. А. Отчет о геологических исследованиях правобережья р. Амура, в р-не озера Кизи и части побережья Татарского пролива. ДВГУ. Хабаровск, 1949 г. № 2480.

338. Киршев Ф. Н. Разработка локальных прогнозов и рекомендаций по направлению геологоразведочных работ в Пильда-Лимурийском золотоносном районе. (Отчет по теме 262 за 1981–85 гг.). КТЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1985. 20572.

339. Кисец А. П. Сырьевая база золотой промышленности Нижне-Амгунского р-на и перспективы ее расширения. (Отчет о работах Хабаровской ревизионно-тематической партии на золото за 1960–61 гг.). ДВГУ. Хабаровск, 1962. № 9563

340. Кисляков С. Г. (отв. Исп.), Васькин А. Ф. (гл. ред.). Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка. ФГУП «Дальгеофизика». Хабаровск, 2009. Фонды ОАО «Дальгеофизика». № 1475

341. Клыжко К. Ф., Змиевский Ю. П., Балуев Е. А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Бол. Эртукули, Мал. Эртукули, Гаодага и Манома (листы М-54-85-А, В; Эртукулинская партия, 1971–1973 гг.). ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1974. № 16663.

342. Количественная оценка и учёт прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых Сахалинской области по состоянию на 06.01.1998г. (отв. Исп. А.М. Меренков) в 15 книгах. Южно-Сахалинск: 1997. ТФГИ, №7483.

343. Колодезный О. Ф., Кротов С. Г., Король М. П. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейне среднего течения р. Тумнин. Листы М-54-64-Г; М-54- 65-В-а; М-54- 76-Б (Тулучинская партия, 1973–1975 гг.). 1976. ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1976. № 17698.

344. Конченко Л. И. Отчет о поисковых работах на редкие и цветные металлы, проведенных в бассейнах рек Джаур, Голубая, Гобилли за 1966 г. (Хунгарийская партия). ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1967. № 12285.

345. Конченко Л. И., Кохановский М. Ф. Отчет о результатах поисковых работ на олово в среднем течении р. Иггу. ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1965. № 11060.

346. Королева Н.В. (отв. исполнитель). Переинтерпретация геолого-геофизического материала с целью выявления нефтегазоперспективных объектов в заливе Терпения, 1995.

347. Котляревский С. Г. Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ, выполненных Котовской партией в бассейне р. Тумнин в 1967–68 гг. ГФЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1969. № 13257.

348. Котляревский С. Г., Анищик С. Н. Отчет о работах, проведенных Дальней и Иггинской геофизическими партиями в междуречье Иггу, Дю, Уджаки в 1966 г. ГФЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1967. № 12392.

349. Кочубей А. В. Отчет о геологоразведочных работах на Учаминском золото-мышьяковом месторождении и поисковых работах в прилегающем районе, проведенных в 1951–52 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1953 г. ДВГУ. Хабаровск, 1953. № 5418.

350. Краснов В.Г., Лапонин А.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Семиреченской площади, масштаб 1:50000. Южно-Сахалинск: 1984. ТФГИ, №5969.

351. Краснов В.Г., Речкин А.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Александровской площади, масштаб 1:50 000. Южно-Сахалинск: 1979. ТФГИ, №5245.

352. Крутов Н. К. Отчет о результатах поисково-разведочных работ в бассейне реки Коппи за 1953–55 гг. (Коппинская партия 531). ДВГУ. Хабаровск, 1956. № 5012.

353. Кузнецов А. К., Туркин С. Г. Отчет о результатах геохимических поисков м-ба 1:100 000 и 1:50 000 в бассейнах рек Хуту и Гур (Хунгари). Хутинская партия за 1964 г. ДВГУ. Хабаровск, 1965. № 10957.

354. Кузнецов В. А. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 в бассейнах верхних течений рек Пильда, Лимури, Тумнин за 1986–1988 гг. (Ульчский объект). ГФЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1988. № 21186.

355. Кузнецов В. Е. Отчет о результатах региональных глубинных геофизических исследований в юго-восточной части Хабаровского края (Северный Сихотэ-Алинь) в 1991–1997 гг. ГФЭ Дальгеолкома. Хабаровск, 1998. № 22353

356. Кузьменко В. К. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на Сизиманском месторождении базальта в Ванинском районе Хабаровского края за 1994 год. АО "Форист-Старма". Хабаровск, 1994. № 22119.

357. Кузьмин В. С. Предварительный отчет о результатах разведочных и поисковых работ в районе г. Холан за 1942 г. Приморзолото. Хабаровск, 1942. № 7445.

358. Кузьмин С. П. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения морских меловых отложений Нижне-Амурского золотоносного района (Отчет по теме № 246 "Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения морских меловых отложений Нижне-Амурского золотоносного района"). ГСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1981. № 19278.

359. Кульгавюк Т. В. Оценка обеспеченности Хабаровского края ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения (отчет по теме № 450, II этап, за 1996–2000 гг.). ФГУГПП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 2001. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 4106.

360. Кутилина Н. Ф. Отчет о результатах детальной разведки Хаджинского месторождения строительного камня, расположенного в Советском р-не Хабаровского края. Проектный институт № 4. Хабаровск, 1955. № 4813.

361. Кушпаренко Ю. С., Ольховик Э. В. и др. Исследование обогатимости окисленной оловянной руды Мопанского месторождения. ДВИМС. Хабаровск, 1969. № 13685.

362. Кянно А. И. Результаты геологоразведочных работ на россыпное золото, проведенных в долинах рек Аты-Мамсе, Гульмамсе, Удунин (бассейн р. Тумнин) по техногенной россыпи руч. Оемку-Широкий (бассейн р. Мули) и Зимовье-1. ДВГРЭ «Приморзолото». Хабаровск, 1988. № 21421.

363. Лапшин А.Г. Геологический отчет за 2004-2005 гг. по результатам работ по объекту: //Анализ состояния, использования и перспектив развития минерально-сырьевой базы строительных материалов Сахалинской области по состоянию на 01.01.2004 гг., в 2-х книгах. Южно-Сахалинск: 2005. ТФГИ, №8280.

364. Леснов С. В. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на строительные материалы в Советско-Гаванском, Ванинском и Комсомольском районах Хабаровского края в 1985–87 гг. (Ванинский объект). ХПСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1987. № 21066.

365. Лихт Ф. Р. и др. Составление специализированной минерагенической карты прибрежной суши и шельфа восточных окраин СССР м-ба 1:500 000.1975ф

366. Ловягин В. А. Разбраковка и оценка геохимических аномалий в зоне БАМ в пределах южной части Хабаровского края. Отчет Бамского отряда о ревизионно-оценочных работах на территории Хабаровского края на площади листов М-53-А, Б; М-54-А,В, проведенных 1985–1988 гг. ЦГХП ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1988. № 21721.

367. Ломакин В. А. Отчет о результатах поисковых работ в бассейнах рек Пото, Кади в 1974-75 гг. Ауринская партия ДВТГУ. Хабаровск, 1976. № 17650.

368. Ломакин В. А. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на золото, проведенных Тумнинской партией "Приморзолото" в 1967–69 гг. Хабаровск, 1970. № 14249.

369. Ломакин В. А. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на золото, проведенных Тумнинской партией комбината "Приморзолото" в 1970–1971 гг. Хабаровск, 1972. № 14803.

370. Ломакин В. А. Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото, проведенных в 1965–70 гг. в бассейне ручья Большие Бори (Подсчет запасов золота по состоянию на 1.11.1988 г.). Комбинат «Приморзолото». Хабаровск, 1988. № 21239.

371. Макеев Н. П., Клыжко К. Ф., Михалевский Н. А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейне р. Голубой и в верховьях р. Джаур (листы М-54-85-Б, М-54-85-Г-а,б, М-54-86-А; Джаурская партия, 1968–70 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1971. № 14463.

372. Малых Г. Д. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото, проведенных в бассейнах рек Дидбириана и Битки в 1966–67 гг. ВБЭ ДВГУ. ст. Ургал, 1968. № 12916.

373. Мартынюк М. В. Сборник предложений по поискам и оценке золоторудных месторождений в центральных и южных районах Хабаровского края. ФГУ ТФИ по ДФО. Хабаровск, 2007. № 25793.
374. Мартынюк М. В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклинория (в пределах Анюйского блока). Институт геологии и геофизики СО АН СССР. Хабаровск, 1972. № 15472.
375. Мартынюк М. В., Васькин А. Ф., Вольская И.П. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500 000 с объяснительной запиской (отчет по теме № 249 за 1978-83 гг.). ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1983. № 20000.
376. Мартынюк М. В., Кондратьева В. А., Фролов Н. М. Минерагеническая карта Хабаровского края. Масштаб 1:500 000. Листы М-54-А, Б, В; L-54-А. Объяснительная записка. 1993–2000 гг. ДВИМС. Хабаровск, 2000. № 21923.
377. Марьин В. А. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на участке Хуппи за 1966–67 гг. (Хуппинская партия). ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1967. № 12391.
378. Матвеев Б. Г. Промежуточный отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50 000 в бассейне верхнего течения р. Джаусы (территория листа М-54-134-А и южная часть листа М-54-122-В) (В. Джаусинская партия). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1967. № 12206.
379. Матвеев Б. Г., Бойко И. П., Худин Л. М. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50000 в бассейне среднего течения р. Дымни (территория листов М-54-97-Г и М-54-109-Б, Санганская партия, 1967–68 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1969. № 13423.
380. Матвеев Б. Г., Исполинов В. А., Мусихин Э. Н. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейне р. Бо-Джаусы и нижнего течения р. Джаусы (территория листов М-54-122-Г и М-54-134-Б). (Джаусинская партия, 1964–65 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1966. № 11700.
381. Мещеряков С. С. Рудопоявления олова в верховьях рек Джаусы, Бо-Джаусы (правые притоки реки Коппи) и Кукши. (Отчет о поисковых работах партии 10 за 1955 г.). ВСЕГЕИ. Ленинград, 1956. № 5025.
382. Минаева А. Н. Отчёт Бичинской партии по групповой геологической съёмке м-ба 1:50 000, проведённой в басс. рр. Джатка, Битки за 1982–86 гг. Нижне-Амурское ГПП ПГО "Дальгеология". Красное, 1987. № 20973.
383. Минаева А. Н., Гофман Н. Г., Стеганцов В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые побережья Амурского лимана, водораздела оз. Кизи и Татарского пролива. Отчет Кизинской партии о результатах групповой геологической съёмки масштаба 1:50 000 и поисковых работ, проведенных на листах N-54-91-В-в, г; N-54-103-А,Б,В,Г-а,б,в; N-54-115-А,В-а,б; М-54-5-Г-в.г; М-54-6-А-в-3; в 1978–1983 гг. Нижне-Амурская экспедиция ПГО «Дальгеология». Красное, 1983. № 19981.
384. Митрофанова Л.И., Тузов В.П., Данченко Р.В. Атлас фауны и флоры палеоген-неогеновых отложений. Южно-Сахалинск: 1994. ТФГИ, №7260.
385. Михайлов Ю. М. Геологическое строение и золотоносность Дяппенского рудного поля. 1963. ЦНИГРИ. Москва, 1963. № 9877.

386. Мицук В. В. Поиски золота в пределах Прасоловского рудного поля (о. Кунашир) и в Лангерийском золотоносном районе (о. Сахалин). Южно-Сахалинск: 1988. ТФГИ, №6393.
387. Мишин Л. Ф. и др. Отчет по теме "Вторичные кварциты, их соотношение с другими типами гидротермалитов и рудами металлов, как основа прогноза слабо эродированных месторождений золота, серебра, меди и полиметаллов" (1998–2001 гг.). Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН. Хабаровск, 2001. Фонды ИТиГ ДВО РАН.
388. Моисеев Ю. Г. Отчет по результатам поисковых и разведочных работ на россыпное золото Тумнинской геологоразведочной партии за 1972–73 гг. Приморзолото. Хабаровск, 1974. № 16505.
389. Мудрецов Б. Б., Горбунова Н. В., Рыскин В. Н., Курышев А. В. Инженерные изыскания под бурение поисковой скважины №3 с СПБУ ОХА 1 на Луньской площади. Трест ДМНГ, Южно-Сахалинск, 1985. ТФГИ ДВФО, № 06221.
390. Мудрецов Б. Б., Земляков Е. В., Курышев А. В., Шкуть Г. И. Комплексные геолого-геофизические исследования на Чайвинской и Луньской площадях северо-восточного шельфа о. Сахалин (в 2-х томах). Отчет по объекту 13/82-г, Трест ДМНГ, Южно-Сахалинск, 1984.
391. Науменко Б. А. и др. Геологический отчет по результатам поисковых работ на золото, проведенных в 1969–1972 гг. Южно-Сахалинск: 1973. ТФГИ, №4178.
392. Нелюбов П. А. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в пределах Тумнинского золоторудного района (Тумнинская партия, 1989–1992 гг.). Нижнеамурское ГПП Дальгеолком. Красное, 1993. № 21976.
- 392А. Нелюбов П. А. (отв. исп.). Отчет Нижнетамбовской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной на листах М-54-26-Б,В,Г; М-54-38-А,Б,В,Г; М-54-37-Г (бассейны верхнего течения рек Саласу, Тумнин, Уктур) за 1986–1990 годы. Нижнеамурская экспедиция ПГО «Дальгеология». Красное, 1990. № 21601.
393. Никитин Ю. И. Карта прогноза СССР на золото масштаба 1:500 000 северного Сихотэ-Алиня (лист М-54-А). Объяснительная записка. 1984–1987 гг. ДВИМС. Хабаровск, 1987. № 21078.
394. Николаев В. Ф. Отчет о результатах разведочных и поисковых работ в бассейнах рр. Лимури, Пильда за 1987–1990гг. Нижне-Амурское ГПП ПГО «Дальгеология». Красное, 1991. №21602.
395. Николаев В. Ф. Отчет о результатах разведочных и поисковых работ на золото в бассейнах рек Пильда, Лимури и Амур-Члянского междуречья за 1990–92 гг. 1992. Нижне-Амурское ГПП ПГО «Дальгеология». Красное, № 21799.
396. Николаев В. Ф. Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото, проведенных в 1988 г. в бассейне руч. Б. Бори (подсчет запасов золота по состоянию на 1.03.89 г.). Нижне-Амурское ГПП ПГО «Дальгеология». Красное, 1989. № 21351.
397. Номоконов К. Г. Отчет о детальных геологоразведочных работах, проведенных на Совгаванском месторождении кварцевого диорита в 1950 г. ПРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1951. № 3622.
398. Овсянников Н. В. Киселевское месторождение известняка на Амуре. ДВГУ, Хабаровск, 1931. № 120.

399. Овсянников Н. В. Отчет по стройматериалам (каменные строительные материалы Дальневосточного края). Часть 3. а) кирпично-черепичное сырье; б) рыхлые материалы; в) краски минеральные; г) прочие. ДВГУ. Хабаровск, 1935. № 2687.
400. Олейников А. В., Коваленко С. Р. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Дагды, Коппи, Ботчи, Иссими и Второго Заура. Листы М-54-121-В, Г; М-54-133-А,Б,В,Г; -134-В; L-54-1-Б (б,г); -2-А). (Отчет Северной партии (Дагдинский участок) о результатах групповой геологической съемки и поисков масштаба 1:50 000 за 1979–1984 гг.). ГСЭ ПГО «Приморгеология». Владивосток, 1984. Фонды Приморгеологии.
401. Онихимовский В. В. Обзор торфяных месторождений Хабаровского края (южная часть). Объяснительная записка к карте масштаба 1:1 000 000 по теме № 365 за 1990 г. ЦТП ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1990. № 21605.
402. Онихимовский В. В., Беломестных Ю. С. Полезные ископаемые Хабаровского края (Перспективные для освоения месторождений и проявлений). НТЦ "Дальгеоцентр" Дальгеолкома. Хабаровск, 1997. № 22202.
403. Осинцев Д. К. Геология, гидрогеология и полезные ископаемые озер Кизи и Кади и залива Чихачева. Лист М-54-III-IV. Окончательный отчет по результатам комплексной геологической съемке масштаба 1:200000. 4-е ГУ. Москва, 1956. № 5489.
404. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря — М.: Изд-во АН СССР, 1961, 222 с.
405. Отчет о научно-исследовательских работах в рейсе на нис "Бриг" (5 июля - 13 августа 1983 г.) — Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1983. 110 с.
406. Отчет о научно-исследовательских работах в рейсе на нис "Бриг" (5 июля - 13 августа 1983 г.) — Владивосток: ТОИ ДВНЦ АН СССР, 1983, 110 с.
407. Отчет о научно-исследовательской работе по теме № 26/81 "Строение верхней части осадочной толщи и основные черты морфолитодинамики шельфа в связи с нефтегазопроисковыми работами в северо-восточной части острова Сахалин" — М.: МГУ им. М. В. Ломоносова, 1983. 176 с.
408. Отчет о научно-исследовательской работе по теме № 26/81 "Строение верхней части осадочной толщи и основные черты морфолитодинамики шельфа в связи с нефтегазопроисковыми работами в северо-восточной части острова Сахалин" — М.: МГУ им. М. В. Ломоносова, 1983, 176 с.
409. Палагин А. В. Отчет о результатах детальных поисковых работ в бассейнах р.р. Буты и Иггу (Таусинская партия, 1963 г.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1964. № 10368.
410. Палагин А. В. Отчет о результатах поисково-съёмочных работ м-ба 1:50 000 на территории листов М-52-118-Б-г; М-52-119-А-а, б, В. (Сололинская партия, 1962 г.). 1963. ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1963. № 9757.
411. Палагин А. В., Макеев Н. П., Здориченко В. П. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50000 в бассейне среднего и нижнего течения р. Иггу, листы М-54-110-Б и Г (Коппинская партия, 1963–64 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1965. № 10981.
412. Палагин А. В., Мартынюк М. В. Геология и металлогенические особенности Бута-Коппинского рудного района. (Отчет по теме "Составление прогнозной

карты на олово бассейнов рр. Коппи и Буты м-ба 1:1000000") Тема № 24, 1965–67 гг. ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1967. № 12657.

413. Пелюховский Б. А. Обзорная карта месторождений строительных материалов Хабаровского края масштаба 1:1 500 000 с объяснительной запиской. 1974. ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, № 17239.

414. Перваго В. А. Неметаллические полезные ископаемые Советского Дальнего Востока. ДВГУ. Хабаровск, 1947. № 3525.

415. Перепелица В. А. Отчет о результатах поисковых работ на корунд, проведенных на территории Хабаровского края в 1958–61 гг. (Сутарская и Корундовая партии) ХКГРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1962. № 9430.

416. Перетяцько Ю. В. Хризолитоносность Сихотэ-Алиня. Отчет Южной партии о результатах поисковых работ, проведенных в Сихотэ-Алинском хризолитоносном районе в 1987–1990 гг. Далькварцсамоцветы. Красное, 1990. № 21522.

417. Перфильев А. М. (отв. Исп.). Информационный отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 территории листа М-54-VII, проведенного в 2000–2002 гг. (Нижнетамбовский объект). ФГУ ГПП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 2002. ФБУ «ТФИ по ДВ ФО», № 22863.

418. Петухов Е. Н. Отчет о поисковых геологоразведочных работах, проведенных на Киселевском месторождении известняков, Нижне-Амурской области за 1950 г. Геолстром. Хабаровск, 1950. № 612.

419. Печинский Р. Д. Отчет о результатах поисковых работ на олово и полиметаллы, проведенных в бассейне среднего течения р. Гобилли в 1963 г. (Гобиллинская партия). ПРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1964. № 10592.

420. Пешков А. Е. Геологическое строение и золотоносность Оемкинской рудной зоны и поисковых участков Амурского, Уктур и Джаур. (Отчет о результатах поисково-разведочных работ на золото, проведенных Тумнинской партией в 1958–1960 гг. в бассейнах рек Тумнин, Бешеной, Саласу, Шелехово). ДВГУ. Хабаровск, 1961. № 8877.

421. Пешков А. Е. Отчет о работе Тумнинской партии в бассейнах среднего течения рек Тумнин, Хунгари и верхнего течения р. Мачтовая за 1957–1958 гг. ДВГУ. Хабаровск, 1959. № 8054.

422. Пилипейко В. И. (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения реки Катэн. Отчет Западно-Катэнской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 и общих поисков, проведенных в 1987–95 гг. Листы L-53-33-Б, В, Г, -45-А, Б. Хабаровское ГГПД Дальгеолкома. Хабаровск, 1995. № 22230.

423. Подзоров Ю. П., Гальверсен В. Г., Жаров А. Э. Геологическое строение и полезные ископаемые Житницкой площади (Отчет по производству групповой геологической съёмки и геологического доизучения масштаба 1:50000 в юго-западной части Восточно-Сахалинских гор). Листы М-54-71-В, Г; М-54-83-А,Б,Г; М-54-84-А. Южно-Сахалинск: 1989. ТФГИ, №6682.

424. Позняков Н. И., Финашев В. К. Рудопоявления олова в бассейнах реки Мопуа и левых притоков реки Гобилли. (Отчет о работах партии № 13 за 1954 г.) ДВЭ № 1 ВСЕГЕИ. Ленинград, 1955. № 4792.

425. Поликанов В. Р. Отчет о геолого-поисковых и разведочных работах Агние-Афанасьевской партии, проводившихся в бассейнах верхних течений рек Джатки

и Битки и в средней части бассейна р. Пильды в 1953 г. Нижне-Амурская экспедиция ДВГУ. Сусанино, 1954. № 4349.

426. Поликанов В. Р. Отчет о поисково-разведочных работах, проводившихся на Учаминском золото-мышьяковом месторождении и в его окрестностях в 1960г. Нижне-Амурская экспедиция ДВГУ. Красное, 1961. № 8815.

427. Поликанов В. Р. Отчет о поисково-разведочных работах, проводившихся на золото-мышьяковом и бериллий-вольфрамовом месторождениях Учаминского рудного поля в 1961 году. (Учаминская партия). Нижне-Амурская экспедиция ДВГУ. Красное, 1962. № 9310.

428. Полуниин В. Г. Обобщение результатов исследований и составление инженерно-геологической карты экзогенных геологических процессов на территории о. Сахалин за 1982-1985 гг., в 3-х томах. Южно-Сахалинск: 1985. ТФГИ, №6134

429. Помощников Е. М. Объяснительная записка к подсчету запасов по IV пласту центрального участка Хунгарийского б/угольного месторождения. Дальво-стуглеразведка. Хабаровск, 1945. № 2137.

430. Прокудин В. П. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфа западной части Татарского пролива от м. Юма до м. Медный. Отчет Шельфовой партии о геологической съемке м-ба 1:200 000 шельфа Японского моря. Дальморгеология. Владивосток, 1995. № 22152.

431. Прокудин В. П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфа западной части Татарского пролива от м. Юма до м. Медный. Отчет Шельфовой партии о геологической съемке м-ба 1:200000 шельфа Японского моря в пределах листов М-54-ХV,ХVІ,ХХІІ (Хабаровский край) за 1990-1993 г.г. Морская поисково-съёмочная экспедиция АО «Дальморгеология» Роскомнедра, Находка, 1993, РФФ.

432. Прусевич А. А., Есин С. В., Крутилин В. А., и др. Металлогеническая специализация вулканогенных и интрузивных комплексов побережья Татарского пролива от бух.Светлая до мыс.Гроссевици и их корреляция с прибрежно-морскими россыпями титаномагнетита и золота. Новосибирск, 1990.

433. Прытков В. А. Отчет о поисках золоторудных зон на левобережье Тумнина и других площадях Сихотэ-Алиня за 1985–88 гг. (Восточный объект). ХПСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1989. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 4010.

434. Прытков В. А. Отчет о результатах поисково-оценочных и детальных разведочных работ на россыпное золото, проведенных Центральной ГРП в бассейне рр. Мули и Тумнин, по ручьям Нижн.Березовый, Каменный, Оемку, Тунгусский, Колба, Абу, Джегдаг и др. в 1981–85 гг. ХКГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1985. № 20601.

435. Прытков В. А. Отчет по оценке общей геоэкологической обстановки территории Хабаровского края. Листы М-52, М-53, М-54, L-52, L-53, L-54). Геоэкологический-89 объект. ХПСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1991. № 21768.

436. Пушников Г. И. Отчет о поисковых работах Нижне-Амурской геолого-разведочной партии в период 1945–1949 гг. Приморское ПГО. Владивосток, 1949. № 3692.

437. Рагозина Л. В. Отчет о поисках подземных источников водоснабжения ст. Высокогорная ДВЖД (в 3-х томах). Гипротранспуть. Новосибирск, 1986. № 20788.

438. Рейнлиб Э. Л. Результаты гравиметрических и аэрогеофизических исследований в Нижнем Приамурье. (Отчет о результатах работ Кизи-Кадинской, Лазаревской, Бухтыанской и Ул-Мухтельской гравиразведочных партий за 1972–75 гг.). ГФЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1975. № 17152.

439. Рипинский Ю. В. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на Пионерском оловорудном месторождении (Верхне-Бутинская партия, 1964–69 гг.). Верхне-Бутинская ГРП ДВГУ. Хабаровск, 1970. № 14203.

440. Роганов Г. В. (отв. Исп.). Схема геолого-структурного районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей. ФГУП «Дальгеофизика». Хабаровск, 2008.

441. Рождественский В. С., Речкин А. Н. Объяснительная записка к карте прогноза ртутности о. Сахалин масштаба 1:500000. Южно-Сахалинск: 1966. ТФГИ, №2868.

442. Романова Л. П. (отв. исп.). Гидрогеологические, инженерно-геологические условия территорий листов М-54-XXVI, XXVII. Отчет о гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1:200 000 на территории листа М-54-XXVI (Чистоводный–89 объект) и подготовительных работах к геоэкологическим исследованиям и картографированию масштаба 1:50000 на территории листов М-54-100, -113 (Морской объект). Хабаровское ГГП Дальгеолкома. Хабаровск, 1997 № 22342.

443. Рыбак-Франко Ю. В. (отв. исполнитель). Полевые сейсмические работы 2Д на шельфе северного и северо-восточного Сахалина, 2008.

444. Ряга В. Ф. Отчет о геологоразведочных работах на Совгаванском-2 месторождении строительного камня (гранодиоритов) в Советско-Гаванском р-не Хаб.края в 1979–1981 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1982. ХГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1981. № 19494.

445. Рязанцев А. А. Разработка региональных стратиграфических схем четвертичных отложений шельфа Японского, Охотского и Берингова морей (тематические работы по объекту 10/92). Дальморгеология, Находка, 1995.

446. Саврасов Н. П. Отчет о геологических исследованиях В 1945 г. в центральной части Пильдо-Лимурийского золотоносного района. ДВГУ. Хабаровск, 1945. № 2037.

447. Савченко Ю. Г. Отчет о поисках и предварительной разведке подземных вод для водоснабжения базы стройиндустрии Нового Города за 1987–1988гг. Комсомольская ГРЭ ПГО «Дальгеология». Комсомольск-на Амуре, 1988. № 21134.

448. Самойлова Н. А. Отчет о геологоразведочных работах на керамзитовые глины, проведенных в Ванинском и Советско-Гаванском районах Хаб.края в 1974–75 гг. (Хадинская, Датгинская партии). ХКГРЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1976. № 17520.

449. Сафронов А. Д. Морские инженерно-геологические, геофизические изыскания и обработка полученных данных в пределах Венинского лицензионного блока (шельф Охотского моря, площадка «Венинская 3»). ООО «Венинефть», Южно-Сахалинск, 2009.

450. Сафронов А. Д. Морские инженерно-геологические, геофизические изыскания и обработка полученных данных в пределах Венинского лицензионного блока (шельф Охотского моря, площадка «Венинская 3»). ООО «Венинефть», Южно-Сахалинск, 2009.

451. Сводный отчетный баланс запасов золота Хабаровского края на 1.01.2013 г. ФБУ ТФГИ по ДВФО. Хабаровск, 2013. № 26600.
452. Сводный отчетный баланс запасов строительного камня Хабаровского края на 1.01.2013 г. ФБУ ТФГИ по ДВФО. Хабаровск, 2013. № 26600.
453. Серебряков Л. Н., Грехнев Н. И., Фоменко А. С. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50 000, проведенных в верховьях рек Анюя и Коппи. (Ануйская партия, 1966–67 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1968. № 12788.
454. Серебряков Л. Н., Здориченко В. П., Грехнев Н. И. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ в бассейне верхнего и среднего течения р. Коппи. Листы М-54-122-А и Б (Сандинская партия 1964–1965 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1966. № 11670.
455. Серебряков Л. Н., Зыков Ю. Н., Самойлов В. А. и др. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50 000 в бассейнах среднего течения рек Анюя и Поди (листы М-54-109-А; М-97-В; М-53-120-Б) (Средне-Ануйская партия, 1968–70 гг.). ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1971. № 14504.
456. Серкин Н. Н. Отчет о результатах аэрогеофизических работ Удыльской и Сизиманской партий за 1974–76 гг. (в 2-х томах). ГФЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1977. № 18139.
457. Сиротенко Л. Г., Гатауллин Д.Д. Отчет по объекту 33/81-Г Поисковые сейсморазведочные работы МОГТ на Гавриловском участке шельфа юго-западного Сахалина, 1981.
458. Ситников Н. В. Отчет о результатах работ на медь на объекте Ночном. ГФЭ Дальгеолкома. Хабаровск, 1993. № 22016.
459. Скляров Р. Я. "Дать геолого-экономическую оценку алунитового, силлиманит-дистенового и гиббсит-диаспорового алюминиевого сырья Дальневосточного экономического района с целью обоснования направления ГРП" (05.1989-05.1992 гг.). ДВИМС. Хабаровск, 1992. № 21841.
460. Слесарев С. Е. Отчет Жорминской геолого-поисковой партии. Афанасьевское рудоуправление треста «Приморзолото». Хабаровск, 1952. № 7449.
461. Смирнов Н. Ф. Отчет о поисково-ревизионных работах, проведенных в 1971–72 гг. между Татарским проливом и р. Тумнин (Прибрежный отряд). ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1973. № 15733.
462. Солдатов О. Б. Создание машинного банка геологических и сопутствующих им карт и данных геолого-съёмочных работ (Отчет по Машинно-картографическому объекту за 1993–1994 гг.). Хабаровское ГТП. Хабаровск, 1995. № 22140.
463. Соловьёва Л.В. и др. Оценка состояния подземных вод территории о. Сахалин и создания гидрогеологической карты масштаба 1:500000. Южно-Сахалинск: 2007. ТФГИ, №8377.
464. Сомова В. А. Отчет о результатах детальной разведки Аксянского месторождения глин для керамзита с подсчетом запасов на 1.07.89 г. (Нижнетамбовский объект). ХПСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1990. № 21593.
465. Спицын Л. П. Отчет о работах Тумнинской экспедиции за 1952 г. Приморзолото. Хабаровск, 1953. № 6680.

466. Спицын Л. П. Отчет по работам поисково-съёмочной партии на рудное золото в бассейнах верхнего течения рек Уини, Оемку и Ху (Колба) за 1951 г. Приморзолото. Хабаровск, 1952. № 6684.
467. Спицын Л. П., Миловская В. А. Отчет о работах Тумнинской экспедиции в бассейне нижнего и среднего течения р. Тумнин за 1956 г. Амурзолото. Хабаровск, 1956. № 1326.
468. Стариков А. Ф. Отчет о детальном геологоразведочных работах, проведенных на Хутинском месторождении суглинков и глин в Советском р-не Хабаровского края в 1954 г. Геолстром. Хабаровск, 1955. № 4779.
469. Степанов Н. Н. Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических исследований в пределах Пильдо-Лимурийского золотоносного района (Далинская партия, 1985–89 гг.). ГФЭ ПГО "Дальгеология". Хабаровск, 1989. № 21381.
470. Стрючков В. В. Геоэкологическое картирование масштаба 1:500000 территории Саха-линской области, проведенные в 1991-2000 гг. Южно-Сахалинск: 2000. ТФГИ, №8280.
471. Стрючков В. В. и др. Геоэкологическое картирование масштаба 1:500 000 прибрежно-шельфовой зоны о. Сахалин. ФГУГП «Сахалинская геологоразведочная экспедиция», Южно-Сахалинск, 2003, ТФГИ.
472. Стычинский В. В. Отчет о результатах поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ в Черемшано-Ситогинском золотоносном районе с подсчетом запасов россыпного золота в долинах водотоков Черемшаный, Медвежий, Ситога, Золотой Ключ за 1999–2003годы (Ульчский район, Хабаровского края). А/с Приморье. Хабаровск, 2004. № 24606.
473. Сухов В. И. Отчет по теме: Б.1.1./501(1) 91-2/6 "Вулканические и вулкано-плутонические структуры Приамурья и оценка перспектив их золотой и оловянной рудоносности". 1973. ДВИМС. Хабаровск, № 16017.
474. Сухова Р. В. Отчёт по объекту: «Разработка гидрогеологической стратификации к легенде Сахалинской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200000 о. Сахалин. Южно-Сахалинск: 2001. ТФГИ, №7968.
475. Тарасов Г. А. Отчет о детальном поисковых и поисково-разведочных работах на олово, проведенных в бассейне р. Сакай-Бапу (Средне-Бутинская партия, 1964–66 гг.). ПРЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1967. № 12537.
476. Таюрский Д. Н. Отчет о геолого-поисковых работах в бассейне среднего течения реки Тумнин в 1955 г. ДВГУ. Хабаровск, 1956. № 5009.
477. Таюрский Д. Н. Сводка о состоянии изученности на золото Тумнинского рудного района и прилегающей к нему территории с рекомендациями по дальнейшему направлению работ (тема № 1). Приморзолото. Хабаровск, 1968. № 12820.
478. Терещенко А. П. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Мули и Чичамар за 1992–95 гг. Дальневосточные ресурсы. Хабаровск, 1995. № 22221.
479. Терещенко А. П. Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото за 1993 г. Нижне-Амурское ГПП. Красное, 1993. № 22020.
480. Тиньков Е. А. (отв. исп.), Кайдалов В. А. (гл. редактор). Легенда Николаевской серии листов госгеолкарты 200/2 (актуализирована по состоянию на 01.01.2009 г.). ФГУП «Дальгеофизика. Хабаровск, 2009. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1452.

481. Тиньков Е. А., Борисов В. Б., Жевержеева М. К. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чичамар, Яй, Уй, Садуингра. Отчет о результатах групповой геологической съемки м-ба 1:50 000 и поисковых работ, проведенных Тумнинской партией в 1974–1977 гг. в пределах трапеций М-54-27-Г, М-54-28-В, Г, М-54-29-А-в, М-54-39-Б-а,б, М-54-40-А, Б, В, Г, М-54-41-А. ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1979. № 18714.

482. Титович Г. И. Отчет о результатах комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1:50 000 в Нижне-Амурском золотоносном районе за 1986–1988 гг. ГФЭ Дальгеолком. Хабаровск, 1988. № 21224.

483. Ткаченко Г. А. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на Уджакинском оловорудном месторождении (Уджакинская партия, 1967–69 гг.). Комсомольская ГРЭ ДВТГУ. Комсомольск-на Амуре, 1970. № 14196.

484. Ткаченко Г. А. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на олово (месторождение Надежда). Средне-Бутинская партия, 1968–70 гг. Комсомольская ГРЭ ДВТГУ. Комсомольск-на Амуре, 1971. № 14614.

485. Троян В. Б., Егоров А. К., Мартынюк М. В. и др. Отчет о результатах геолого-съёмочных работ м-ба 1:50 000 в бассейнах рр. Иггу, Дымни, Дю. Листы М-54-110-А,В (Дымнинская партия), 1963–64 гг. ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1965. № 11001.

486. Троян В. Б., Мусихин Э. Н., Фоменко А. С. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50 000 в бассейнах рек Буровой, Хунгари и Акура. Листы М-54-75-Б, Г (Верхне-Акурская партия, 1966–68 гг.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1969. № 13384.

487. Троян В. Б., Мусихин Э. Н., Фоменко А. С. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Оемку, Л. Джегдаг (Колба), Мули (Оемкинская партия, 1969–1972 гг.). ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1973. № 15819.

488. Успенский В. В. Отчет о результатах поисковых работ на Майском месторождении строительного камня (базальтов) в Советско-Гаванском р-не Хаб.края. (Ургальская пратия, Дорожный объект, 1978–80 гг.). ХКГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1980. № 19021.

489. Успенский В. В. Геологический отчет о поисковых работах на каменный уголь Шелеховской партии ПРЭ, проведенных в 1961 г. ПРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1962. № 9425.

490. Успенский В. В. Отчет о геологоразведочных работах на Усть-Гячинском месторождении строительного камня (песчаников) для притрассовых карьеров в Комсомольском р-не Хаб.края в 1986–1990 гг. с подсчетом запасов на 1.01.90 г. (Нижнетамбовская партия). ХПСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1990. № 21604.

491. Успенский В. В. Отчет о результатах геологоразведочных работ на Туганинском месторождении строительного камня и песчано-гравийного материала для притрассовых карьеров в Комсомольском р-не Хаб.края в 1986 г. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1986 г. ХПСЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1987. № 21069.

492. Фальковский В. А. Отчет по попутным поискам Тумнинской партии 723 за 1955 г. ДВГУ. Хабаровск, 1955. № 6171.

493. Фальковский В. А. Отчет о результатах геолого-геофизических работ, проведенных в междуречье Буту-Судулюнэ Усть-Бутинской партией в 1966–67 гг. ДВТГУ. Хабаровск, 1967. № 12409.
494. Федосеев С. М. Отчет о геологоразведочных работах на Меньшиковском и Майском месторождениях строительного камня (базальтов) в Совгаванском и Ванинском р-нах Хабаровского края с подсчетом запасов на Меньшиковском месторождении. ХКГРЭ ПГО «Дальгеология». Хабаровск, 1981. № 19487.
495. Фишкин О. Н. Отчет о научно-исследовательской работе «Специализированные геоморфологические работы в связи с оценкой золотоносных районов юга Дальнего Востока СССР на россыпи (Средне-Амгунский и Пильдо-Лимурийский районы)». ПГО «Дальгеология» – МГУ им. Ломоносова. Хабаровск, 1987. № 20984.
496. Фролов Ф. С. (отв. Исп.), Васькин А. Ф. (гл. ред.). Легенда Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка. ФГУГПП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 2002. Фонды ОАО «Дальгеофизика» № 1410
497. Фурман В. А. Поисково-разведочные работы на пресные подземные воды в Пограничном прогибе (северный блок Окружного месторождения). Южно-Сахалинск: 2001. ТФГИ, №7791.
498. Хромцов М. В. Отчет о результатах поисковых работ на асбест, проведенных в бассейне среднего течения р. Хунгари в Комсомольском районе Хабаровского края в 1964 г. (Хунгарийская партия). ПРЭ ДВГУ. Хабаровск, 1965. № 10975.
499. Чемяков Ю. Ф. Полевой отчет о попутных поисках Коппинской геолого-съёмочной партии в Советском р-не Хабаровского края, летом 1949 г. ДВГУ. Хабаровск, 1950 г. № 6032.
500. Чернявский В. С. Отчет о поисковых и поисково-оценочных работах на олово и золото в междуречье Амур–Тумнин–Гур. (Отчет Хоминской партии за 1976–1980 гг. Комсомольская ГРЭ ПГО «Дальгеология». Комсомольск-на Амуре, 1980. № 19121.
501. Чирков П. Л. Объяснительная записка к пересчету запасов золота по россыпи р. Б. Бори по сост. на 09.1974 г. Тематическая геологическая партия комбината "Приморзолото". Хабаровск, 1974. № 16656.
502. Чирков П. Л. Оценка россыпной золотоносности территории районов деятельности объединения Приморзолото. Комбинат "Приморзолото". Хабаровск, 1985. № 20402.
503. Шавро Г. П. Отчет (заключительный этап) по теме: "Оценка перспектив рудоносности Окчо-Саласинской зоны" (СЗ часть хребта Сихотэ-Алиня). ДВИМС. Хабаровск, 1982. № 19579.
504. Шавро Г. П. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах восточной части Нижне-Амурского района (Восточная партия, 1987–1991 гг.). Дальгеолком. Хабаровск, 1993. № 21954.
505. Шавро Г. П., Гусев Д.И. Отчет по теме № 53. «Оценка перспектив рудоносности позднемезозойских вулканоплутонических комплексов бассейнов рек Яй и Тумнин» за 1967-1969 гг. ДВТГУ. Хабаровск, 1970. № 14050.
506. Шаповаленко В. Н., Мигович И. М., Шпикерман В. И. и др. Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (Составление ГИС-Атласа карт геологического

содержания масштаба 1:1 000 000 Дальневосточного Федерального округа). Окончательный отчет ФГУП «ВСЕГЕИ» за 2001-2003 гг.; в 22 книгах. СПб, 2003. Фонды ВСЕГЕИ.

507. Шапочка И. И. Карта аномального магнитного поля СССР, м-б 1:200 000. Листы N-54-XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII, XXIV, XXVIII, XXIX, XXX, XXXIV, XXXV, XXXVI; M-54-IV, V, VI, X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII, XXIV, XXVIII. ДВТГУ. Хабаровск, 1964. № 11651

508. Шапочка И. И., Забродина М. Л. Результаты гравиметрической съемки м-ба 1:200 000 в Буту-Коппинском рудном р-не Северного Сихотэ-Алиня (Отчет Высокоточной партии за 1966–68 гг.). ДВТГУ. Хабаровск, 1970. № 14209.

509. Шаров Л. А. Отчет по теме 11-95-0318: «Составление геоэкологической карты Хабаровского края и ЕАО в масштабе 1:1 000 000» за 1995–1998 гг. Хабаровское ГГПП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 1998. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1302.

510. Шаров Л. А., Давидович М. С. Отчет по теме 418 "Составление ландшафтно-индикационной карты Хабаровского края и Еврейской автономной области в масштабе 1:1 000 000 для целей геоэкологического картирования" за 1993–95 гг. Хабаровское ГГПП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 1995. № 22179.

511. Шаров Л. А., Давидович М. С., Литвиненко Н. Д. Отчет по теме 11-99-27/1 «Систематизация материалов по стратиграфии четвертичных отложений Хабаровского края и Еврейской автономной области за 1999–2001 годы». ФГУ ГПП «Хабаровскгеология». Хабаровск, 2001. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1360.

512. Шевченко Б. В., Дымович В. А., Худин Л. М. Отчет о результатах геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50 000 в бассейнах верхних течений рек Мули, Уини, Шумной (листы М-54-63-А и Мулинская партия, 1969–1972 гг.). ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1973. № 16034.

513. Шишканова О. Ф. Отчет о поисково-разведочных работах на Ситогинском сурьмянном месторождении. ДВГУ. Хабаровск, 1952. № 3862.

514. Шкляев П. Д. Отчет Бичинской геолого-съёмочной партии № 352 о геологических исследованиях в бассейне верхнего течения рек Лимури и Пильда. ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1951. № 3837.

515. Штейнберг С. Л. Отчет о работах по теме № 61 (Литологическое изучение разреза мезозойских вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений Северного Сихотэ-Алиня), 1967–69 гг. ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1970. № 13981.

516. Штейнберг С. Л. Отчет о результатах работ по теме 116 «Изучение стратиграфии и литологии позднемезозойских терригенных отложений бассейна рек Тумнин и Хунгары» за 1970–71 гг. ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1972. № 14791.

517. Штейнберг С. Л., Бойко И. П., Дыренко В. А. Промежуточный отчет по результатам геолого-съёмочных и поисковых работ м-ба 1:50 000, проведенных в бассейнах рек Хуту, Буги, Судулонэ, Бюленя и правых притоков р.Анюя. (Бугинская партия, 1965 г., Бюленейская партия, 1966 г.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1966. № 11702.

518. Штейнберг С. Л., Шлейснер О. В., Богатырев О. С. Отчет о результатах геолого-съёмочных работ м-ба 1:50 000 на территории листов М-54-98-А и В и поисковых работ на территории листа М-54-98-В. (Бутинская партия, 1963 г.). ГСЭ ДВГУ. Хабаровск, 1963. № 10395.

519. Штейнберг С. Л., Шлейснер О. В., Падалко Г. С. и др. Отчет о результатах геолого-съёмочных работ и поисковых работ м-ба 1:50 000, проведенных в бассейнах рек Судулюнэ, Хуту и Гобилли (Судулинская партия, 1964–66 гг.). ГСЭ ДВТГУ. Хабаровск, 1967. № 12379.

520. Эйриш Л. В. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на золото на правом берегу Амура в р-не с. Новоильиновка и озер Иркутского, Аурина и Кади. (Кадинский поисково-ревизионный отряд) ДВТГУ. Хабаровск, 1970. № 14459.

521. Эпов П. А. Отчет о результатах геолого-поисковых работ в Нижнем Приамурье за 1952 г. Б. Михайловская партия, ДВГУ. Хабаровск, 1953. № 3921.

522. Эпштейн Р. Ю. Сводная геологическая характеристика Пильдо-Лимурийского золоторудного района. Приморзолото. Хабаровск, 1942. № 6699.

523. Юревич Э.А., Чиркунов В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Белореченской площади (Отчёт Белореченской партии по результатам геологосъёмочных и поисковых работ масштаба 1:50000 за 1971-1974 гг. Южно-Сахалинск: 1975. ТФГИ, №4511.

524. Яковенко Н. С. Отчет о попутных поисках, проведенных поисковыми партиями и ревизионным отрядом ДВЭ № 1 в 1955 г. ДВЭ №1 ВСЕГЕИ. Ленинград, 1955. № 6189.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых и вторичных геохимических ореолов и потоков, показанных на листе М-54 – Александровск-Сахалинский

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Нефть и газ			
Нефть			
I-6-5	ММ	Лысяя Сопка	30
I-6-11	ММ	Катангли	30
II-6-9	ММ	Полярнинское	9
II-6-9	ММ	Полярнинское	9
III-6-11	МС	Окружное	32
I-5-5	П	Р. Охотничья	9
I-5-6	П	Р. Ныш	9
I-6-1	П	Р. Малое Вени	9
I-6-2	П	Р. Большое Вени	9
I-6-7	П	Р. Ноглики	30
I-6-17	П	Р. Набиль	30
I-6-18	П	Р. Оркуньи	30
II-6-1	П	Руч. Дальний	30
II-6-7	П	Р. Конги	9
II-6-8	П	Р. Мынги	9
II-6-10	П	Р. Мачнги	9
II-6-11	П	Р. Чамгу	30
II-6-12	П	Р. Нампи	30
II-6-13	П	Р. Чанры	30
III-5-15	П	Западно-Хандасинское	30
III-5-19	П	Хандасинское	30
III-5-20	П	Утёсовское	30
III-5-27	П	Руч. Живой	30
III-6-1	П	Вблизи устья р. Венгери	30
III-6-3	П	Устье р. Керосинная	32
III-6-4	П	Руч. Мурлыка	32
III-6-6	П	Р. Шатун	32
III-6-8	П	Нижнее течение р. Лангери	32
IV-5-26	П	Буюклинское-1	9
IV-5-28	П	Буюклинское-2	9
V-4-5	П	Игарское-Северное	9
V-4-7	П	Старицкое	9

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-5-25	П	Соболевское	9
V-5-32	П	Орокесское	9
VI-4-2	П	Р. Тихая	9
VI-5-4	П	Макаровское	9
Нефть и газ			
I-6-10	ММ	Уйглекуты	10, 11, 30
I-6-13	ММ	Прибрежное	10, 11, 30
I-6-15	ММ	Набиль	10, 11, 30
II-6-5	ММ	Уфское	10, 11, 30
II-5-18	П	Армуданское	10, 11, 30
III-5-21	П	Онорское	10, 11
III-6-2	П	К северу от устья руч. Ягодный	32
III-6-5	П	Среднее течение р. Шатун	32
III-6-7	П	Среднее течение р. Бора	32
III-6-12	П	1,5 км к югу от устья р. Хой	32
III-6-29	П	На водоразделе р. Окружной и западнее	32
V-4-6	П	Игарское-Южное	32
Нефть и газоконденсат			
I-5-1	ММ	Верхне-Нышское	11
I-5-3	ММ	Западно-Татамское	11
I-6-7	ММ	Ново-Венинское	Отчет
I-6-19	МУ	Лунское	
Газоконденсат и нефть			
I-5-2	ММ	Верхне-Татамское	11
Газоконденсат и газ			
I-6-1	МС	Северо-Венинское	Отчет
I-6-20	МК	Кириное	
Газ горючий			
I-6-9	ММ	Имчин	10,11
I-6-10	ММ	Венинское	
I-6-12	ММ	Западное Катангли	10,11
II-6-3	ММ	Луньский залив	30
V-5-3	ММ	Изыльметьевское	
I-5-4	П	Р. Охотничья	30
I-6-3	П	Ныйский залив	30
II-5-11	П	Новотымское	30
II-5-23	П	Пиленгское	30
II-6-2	П	Руч. Дальний	30
IV-5-25	П	Буюклинское	30
IV-5-27	П	Северореченское	30

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-3-23	П	Река Бол. Хадя	Разживин, 1959
V-5-24	П	Водопадское	30
VI-4-1	П	Р. Тихая-1	30
VI-4-3	П	Р. Тихая	30
VI-5-14	П	Вулкан Пугачёва	30
VI-5-18	П	Р. Новоенисейская	30
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
II-5-3	МС	Мгачинское	10,11
II-5-21	ММ	Верхний Армудан	10,11
II-5-25	ММ	Нижний Армудан	10,11
II-5-26	ММ	Дуйское	10,11
II-5-28	ММ	Каменское	10,11
II-5-34	ММ	Октябрьское	10,11
III-5-1	ММ	Поселёно-Докторское	10,11
III-5-4	ММ	Прибрежное	10,11
III-5-9	ММ	Владими́ро-Агневское	10,11
III-5-12	ММ	Най-Найское (неогеновое)	10,11
IV-5-19	ММ	Усть-Бошняковское	5, 10,11
IV-5-22	МС	Бошняковское	5, 10,11
IV-5-31	ММ	Усть-Лесогорское	5, 10,11
IV-5-32	МС	Лесогорское	5, 10,11
V-5-13	МС	Углегорское	5, 10,11
V-5-30	ММ	Соболевское	5, 10,11
II-5-1	П	Мачинское	10,11
II-5-17	П	Александровское	10,11
II-5-19	П	Жонкьерское	10,11
II-5-32	П	Медвежское	10,11
III-5-11	П	Агневское	10,11
III-5-14	П	Най-Найское (меловое)	5, 10,11
III-5-17	П	Верхне-Хандасинское	5, 10,11
III-5-23	П	Хокоройское	5, 10,11
III-5-26	П	Широкопадское	5, 10,11
III-5-28	П	Пилевское	5, 10,11
IV-5-2	П	Возвращение	5, 10,11
IV-5-3	П	Геральдинское	5, 10,11
IV-5-4	П	Северо-Воздвиженское	5, 10,11
IV-5-5	П	Воздвиженское	5, 10,11
IV-5-10	П	Белкинское	5, 10,11
IV-5-13	П	Северо-Бошняковское	5, 10,11
IV-5-24	П	Восточно-Бошняковское	5, 10,11

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-5-5	П	Восточно-Лесогорское	5, 10,11
VI-5-2	П	Восточно-Криштофовичское	5, 10,11
VI-5-7	П	Южно-Криштофовичское	5, 10,11
Уголь бурый			
V-5-6	МС	Тихменевское	9,10,11
V-5-20	ММ	Константиновское	9,10,11
V-5-21	МС	Вахрушевское	9,10,11
V-5-22	ММ	Вахрушевское-Восточное	9,10,11
V-5-23	МС	Солнцевское	9,10,11
V-5-36	ММ	Макаровское	9,10,11
VI-5-10	МС	Красногорское	9,10,11
I-3-14	П	Гаванское	Ахметьев, 1970
II-1-11	П	Правобережье р. Амур	Нелюбов, 1990 ф
III-1-5	П	Хунгарийское	Плиев, 1958; Малыгин, 1993
IV-3-6	П	Тумнинское	Иванов, 1958
IV-6-17	П	Тундровское	9,10,11
VI-2-13	П	Река Коппи	Ахметьев, 1968
Торф			
I-2-9	МК	Дайкан	Онихимовский, 1990
I-2-11	МК	Горикан	Онихимовский, 1990
I-2-12	МК	Многоозерное	Онихимовский, 1990
I-2-15	МК	Морошечное	Онихимовский, 1990
I-6-4	ММ	Джимдан	10, 11
I-6-14	ММ	Ныш-1	10, 11
I-6-16	ММ	Набиль-Нышская площадь	10, 11
II-3-2	МК	Мугинское	Михалина, 1960
II-3-7	МК	Сизиманское	Михалина, 1960
III-5-8	МК	Палевское	10, 11
III-5-16	МК	Хандасское	10, 11
III-5-22	МК	Абрамовское	10, 11
III-5-24	МК	Погорелое	10, 11
III-5-25	МК	Костина Речка	10, 11
IV-5-12	МС	Красногорское	10, 11
IV-6-22	МК	Хой	10, 11
IV-6-23	МС	Глухое	10, 11
IV-6-24	МК	Рукутама	10, 11
IV-6-25	МК	Оленья Тарайка	10, 11
IV-6-26	МК	Буюклы	10, 11
IV-6-27	МК	Окуто	10, 11
V-5-9	МК	Фуру	10, 11

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-5-18	МК	Ковжа	10, 11
V-6-1	МК	Сито	10, 11
V-6-2	МК	Пон	10, 11
V-6-3	МК	Таран	10, 11
V-6-5	МК	Поронайская Долина	10, 11
V-6-6	МК	Торонай	10, 11
I-2-7	П	Дидбиран-I	Онихимовский, 1990
I-2-8	П	Дидбиран-II	Онихимовский, 1990
I-2-10	П	Малый Горикан	Онихимовский, 1990
I-2-18	П	Маристое	Онихимовский, 1990
I-2-24	П	Гольбука	Онихимовский, 1990
I-2-25	П	Медвежье	Онихимовский, 1990
I-2-26	П	Понашское	Онихимовский, 1990
I-2-28	П	Дали-II	Онихимовский, 1990
I-2-30	П	Дали-I	Онихимовский, 1990
I-2-35	П	Черемшаное	Онихимовский, 1990
I-2-36	П	Отдельное	Онихимовский, 1990
V-3-1	П	Улике	Разживин, 1959
V-3-2	П	Датга	Разживин, 1959
V-3-3	П	Монгохто	Разживин, 1959
V-3-6	П	Большая Дюанка	Разживин, 1959
V-3-20	П	Большая Хадя	Разживин, 1959
V-3-22	П	Большая Эгге	Разживин, 1959
VI-2-20	П	Ботчинское	Ахметьев, 1968
VI-3-1	П	Нижнекоппинское	Ахметьев, 1968
VI-3-2	П	Среднекоппинское	Ахметьев, 1968
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Железо			
I-2-41	ПМ	Сухановский (Циммермановский)	Абрамсон, 1959
Марганец			
IV-1-12	П	Моховое	Зыков, 1974
IV-1-20	П	Мало-Эртукулинское	Клыжко, 1974
V-1-5	П	Макаркинское	Зыков, 1970
V-1-28	П	Правобарахтинское	Серебряков, 1971
I-1-23	ВГХО	Левобережье р. Прав. Лимурчан	Дьяков, 1991
Хром			
IV-6-14	ПМ	Берёзовское-I	32
IV-6-15	ПМ	Берёзовское-II	32

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-6-16	ПМ	Берёзовское-III	32
Титан			
III-3-9	РП	Сюркум	Прокудин, 1995
IV-3-1	РП	Аукан (побережье Татарского пролива)	Прокудин, 1995
IV-3-9	РП	Чумка (побережье Татарского пролива)	Прокудин, 1995
I-1-6	ШО	Междуречье Пильда-Бичи	Кайдалов, 2007
Цветные металлы			
Медь			
III-1-8	П	Нижне-Мончинское	Плиев, 1958
VI-1-1	П	Ночное	Бойко, 1967; Гаврилов, 1969
VI-1-24	П	Сухое	Олейников, 1984
VI-1-36	П	Кукша-2	Матвеев, 1966
VI-1-55	П	Верхне-Арсеньевское	Олейников, 1984
II-2-14	ПМ	Хенмый	Тиньков, 1979
I-1-32	ВГХО	Междуречье Лимурчан-Утак	Дьячков, 1989
I-1-40	ВГХО	Бассейн р. Бол. Лимурчан и руч. Верхн. Делькен	Дьяков, 1991
I-2-31	ВГХО	Междуречье Хальджа-Яй	Дьячков, 1983
I-2-38	ВГХО	Левобережье р. Хальджа	Дьячков, 1983
II-1-36	ВГХО	Междуречье Удунин-Прав. Удунин	Нелюбов, 1990
II-2-4	ВГХО	Верховье руч. Темный	Дьячков, 1983
II-2-7	ВГХО	Верховье р. Угондя	Дьячков, 1983
II-2-10	ВГХО	Верховье р. Хенмый	Тиньков, 1979
V-2-19	ВГХО	Верховье руч. Буйный	Шуршалина, 1969
VI-1-21	ВГХО	Междуречье Медвежий-Шумный	Исполинов, 1968
Свинец			
III-2-34	П	Верхнеудоминское	Эпов, 1953; Вдовин, 1961
III-2-59	П	Тоенку	Вдовин, 1961; Колодезный, 1976
III-3-7	П	Левобережье р. Тумнин	Смирнов, 1973
IV-1-18	П	Ясное	Штейнберг, 1967
V-1-3	П	Каменистое (руч. Рудный)	Штейнберг, 1964; Головко, 1964
V-1-48	П	Ветвистое-1	Гаврилов, 1969
VI-1-25	П	Сухое-II	Олейников, 1984
VI-1-29	П	Река Дагды	Олейников, 1984
VI-1-44	П	Граничное	Олейников, 1984

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-1-46	П	Гора Светлая	Олейников, 1984
VI-2-15	П	Перевальное	Крутов, 1956; Ахметьев, 1968
VI-1-35	ПМ	Руч. Каменистый	Олейников, 1984
VI-1-42	ПМ	Река Находка	Олейников, 1984
VI-1-52	ПМ	Руч. Граничный	Олейников, 1984
VI-2-5	ПМ	Верховье руч. Силанку	Крутов, 1956; Дымович, 1998
I-1-66	ВГХО	Верховье руч. Мал. Эльге	Кайдалов, 2007
II-1-15	ВГХО	Истоки руч. Дчигдони	Нелюбов, 1990
II-2-16	ВГХО	Междуречье Яй–Садуингра	Тиньков, 1979
V-1-17	ВГХО	Верховья ручьев Ягодный и Валунный	Штейнберг, 1964
VI-1-27	ВГХО	Правобережье руч. Длинный	Олейников, 1984
Цинк			
III-1-10	П	Правобережье р. Гур	Плиев, 1958
IV-1-10	П	Зональное	Клыжко, 1974
I-1-61	ПМ	Правобережье руч. Долман	Кайдалов, 2007
V-2-13	ПМ	Правобережье р. Аджалами	Дымович, 1998
VI-2-9	ПМ	Верховье руч. Бунича	Дымович, 1998
I-1-28	ВГХО	Верховья ручьев Прав. Ниран, Прямой, Брандират	Дьяков, 1991
I-1-43	ВГХО	Верховья р. Бол. Лимурчан	Дьяков, 1991
I-1-64	ВГХО	Правобережье руч. Бильярд	Кайдалов, 2007
II-2-8	ВГХО	Верховье руч. Черный	Дьячков, 1983
II-2-32	ВГХО	Междуречье Ахатыдяг–Авлан	Тиньков, 1979
II-2-37	ВГХО	Верховье р. Утуни	Тиньков, 1979
II-2-38	ВГХО	Правобережье р. Чичамар	Тиньков, 1979
II-3-3	ВГХО	Бассейн верхнего течения р. Средний Уй	Тиньков, 1979
Молибден			
I-1-9	П	Березовое-2	Дьяков, 1991
I-1-10	П	Редкое (верховье руч. Феликс-Ивановский)	Поликанов, 1953; Дьячков, 1989
II-1-16	П	Дчигдони-II	Нелюбов, 1990
II-1-22	П	Правое (междуречье Правая–Шелехово)	Нелюбов, 1990
II-1-28	П	Холодное	Нелюбов, 1990
II-1-38	П	Отрадное	Чернявский, 1980
II-1-46	П	Ежовое	Чернявский, 1980
II-2-5	П	Лимонитовое	Дьячков, 1983
II-2-25	П	Верховье руч. Безымянный	Тиньков, 1979

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-2-6	П	Правобережье р. Тумнин	Вдовин, 1961
III-2-13	П	Правобережье р. Аты	Золотов, 1949; Вдовин, 1961
V-2-21	П	Верховье р. Чипали	Демин, 1966
VI-1-4	П	Руч. Ольховый (правый приток р. Коппи)	Серебряков, 1966
VI-1-5	П	Водораздел руч. Ольховый–Джауса	Плотников, 1959
VI-1-56	П	Ядау	Олейников, 1984
VI-1-60	П	Мои	Олейников, 1984
VI-2-8	П	Правобережье р. Салали	Дымович, 1998
VI-2-10	П	Суако	Ахметьев, 1968
II-3-1	ПМ	Хмурый	Дьячков, 1983
V-2-2	ПМ	Левобережье р. Бута	Демин, 1966
V-2-12	ПМ	Верховье руч. Чистый	Дымович, 1998
VI-2-4	ПМ	Санку	Ахметьев, 1968
I-1-39	ВГХО	Верховья ручьев Круглый, Граничный, Восточный Ниран	Дьяков, 1991
II-2-3	ВГХО	Верхнее течение руч. Лимонитовый	Дьячков, 1983
II-2-11	ВГХО	Междуречье Спрут–Лесной	Тиньков, 1979
III-2-14	ВГХО	Бассейн руч. Зеньков	Амелин, 2011
III-2-16	ВГХО	Бассейн руч. Барачный	Амелин, 2011
IV-2-10	ВГХО	Междуречье Буровая–Гур	Троян, 1969
VI-2-18	ВГХО	Верховье руч. Моисеев Ключ	Ахметьев, 1968
Вольфрам			
I-1-34	П	Учаминское	Пушников, 1956; Кайдалов, 2007
I-1-37	РП	Ручьи Макарка и Вольфрамитовый	Жилин, 1945; Денисов, 1991
II-2-36	П	Сизиманское	Тиньков, 1979; Ежеля, 1984
II-2-40	П	Пестрое	Зыков, 1974; Ежеля, 1984
III-2-11	П	Василий	Зыков, 1974
III-2-22	П	Верхнеомкунское	Троян, 1973; Нелюбов, 1993
IV-1-6	П	Джаур	Гаврилов, 1970
IV-2-12	П	Туманное	Демин, 1956; Троян, 1969
IV-2-24	П	Судулюнэ	Фальковский, 1967
V-1-31	П	Верблюд (Барахта)	Матвеев, 1969

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-1-34	П	Железистое	Палагин, 1964; 1965
V-2-4	П	Сисинку	Демин, 1966
VI-1-14	П	Санды	Серебряков, 1966
I-1-8	ПМ	Березовый-1	Дьяков, 1991
I-1-51	ПМ	Авланбира	Дьяков, 1991
IV-1-5	ПМ	Обещающий	Макеев, 1971
IV-1-9	ПМ	Березовый	Зыков, 1970
IV-1-15	ПМ	Тополиный	Клыжко, 1974
IV-2-17	ПМ	Акур-Гумамза	Дыренко, 1968
V-1-13	ПМ	Усть-Рудинский	Демин, 1963; Балуев, 1964
V-1-30	ПМ	Бестропный	Серебряков, 1971
V-2-5	ПМ	Хитила	Демин, 1966
V-2-24	ПМ	Правобережье р. Иоли	Демин, 1966
VI-1-57	ПМ	Верхнеботчинский	Олейников, 1984
VI-2-6	ПМ	Нижнее течение р. Инда	Дымович, 1998
I-1-31	ШО	Междуречье Лимури–Лимурчан–Утак	Дьяков, 1991
I-1-56	ШО	Междуречье Лимури–Писуй	Дьяков, 1991
I-2-32	ШП	Руч. Поджимали	Дьячков, 1983
II-1-7	ШО	Верховье р. Симасы	Перфильев, 2002
II-1-12	ШП	Среднее течение р. Дчигдони	Нелюбов, 1990
II-2-12	ШО	Левобережье р. Яй	Тиньков, 1979
II-2-17	ШП	Река Утонжа	Дьячков, 1983
II-2-19	ШО	Междуречье Садуингра–Уй	Тиньков, 1979
II-2-20	ШО	Бассейн руч. Ветвистый	Дьячков, 1983
II-2-21	ШО	Верховья рек Ларгасу-1, Чичамар	Тиньков, 1979
III-1-1	ШО	Бассейн р. Окчо	Плиев, 1958
III-6-15	ШО	Горбушинский	30,32
III-6-17	ШО	Костинский	30,32
IV-1-1	ШО	Бассейн рек Манома, Хосо, Юли	Воронцов, 1956
IV-1-2	ШО	Междуречье Джаур–Гур	Воронцов, 1956
V-1-8	ШО	Ручьи Лагерный, Горный (притоки р. Гобилли)	Штейнберг, 1963
V-1-12	ШО	Нижнее течение р. Санга	Матвеев, 1969
V-1-21	ШО	Левобережье р. Анюй	Серебряков, 1971
V-1-24	ШО	Верхнее течение рек Сагды-Бяха, Гаду	Палагин, 1965
V-1-32	ШО	Междуречье Уджакки–Анной (бассейн руч. Баракта)	Серебряков, 1971
V-1-51	ШО	Бассейн рек Первый Заур и Яко	Серебряков, 1968
VI-1-4	ШО	Бассейн руч. Ольховый	Серебряков, 1966

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-1-33	ШО	Бассейн руч. Длинный	Пагольский, 1957
IV-6-6	ШО	Южный	30,32
IV-6-12	ШО	Быстрый	30,32
I-1-22	ВГХО	Междуречье Прав. Ямтул–Мал. Детуха	Дьячков, 1989
I-1-26	ВГХО	Правобережье р. Менгуни	Дьячков, 1989
Олово			
V-1-7	МС	Мопау	Балуев, 1963; Палагин, 1967
V-1-16	МС	Руднинское	Балуев, 1968; Мартынюк, 1984
V-1-18	МС	Таусинское	Балуев, 1968; Мартынюк, 1984
V-1-20	МС	Сакай-Бапинское (Надежда)	Демин, 1964; Ткаченко, 1971
V-1-22	МК	Пионерское	Троян, 1965; Рипинский, 1970
V-1-37	МС	Уджакинское	Штейнберг, 1966; Бойко, 1967
III-2-8	П	Среднее течение р. Нивак	Золотов, 1950; Вдовин, 1961
III-2-30	П	Аты-1 (верховье р. Аты)	Шевченко, 1973
III-2-31	П	Верхнемулинское	Спицын, 1961; Шевченко, 1973
III-2-33	П	Июльское и Сенокосное	Эпов, 1953; Шевченко, 1973
IV-1-4	П	Арго	Гаврилов, 1970; Макеев, 1971
IV-1-11	П	Светлое	Макеев, 1971
IV-1-14	П	Веселое	Штейнберг, 1967
IV-2-14	П	Южное	Троян, 1969
V-1-6	П	Перспективное	Зыков, 1970; Мартынюк, 1984
V-1-35	П	Иггу (среднее течение р. Иггу)	Палагин, 1964; 1965
V-1-39	П	Мрачное	Крутов, 1956; Троян, 1965
V-1-47	П	Большое	Крутов, 1956; Троян, 1965
V-1-49	П	Длинное-1	Гаврилов, 1969
V-1-50	П	Анюйское	Серебряков, 1968
V-1-52	П	Харьковчанка	Гаврилов, 1969
V-1-54	П	Тигриное	Гаврилов, 1969

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-2-3	П	Муни	Демин, 1966; Палагин, 1967
V-2-9	П	Хуппи (верховье р. Хуппи)	Демин, 1966; Марьин, 1967
V-2-11	П	Юбилейное	Дымович, 1998
V-2-22	П	Левобережье р. Средн. Иоли	Дымович, 1998
VI-1-3	П	Яко-Яни	Серебряков, 1968
VI-1-34	П	Кукша-1	Матвеев, 1966
VI-1-51	П	Каменушка	Олейников, 1984
III-1-11	ПМ	Нижнее течение р. Хабу	Плиев, 1958
III-1-12	ПМ	Кузнецовский перевал	Плиев, 1958
III-1-15	ПМ	Верховье р. Дягданы	Плиев, 1958
III-2-57	ПМ	Каменистый	Троян, 1973
III-2-58	ПМ	Поворотный (Джигдасинский)	Троян, 1973; Кондратьева, 1995
III-2-61	ПМ	Дополнительный	Шевченко, 1973
IV-1-16	ПМ	Новый	Клыжко, 1974
IV-2-2	ПМ	Северный	Троян, 1969
IV-2-18	ПМ	Малышок	Дыренко, 1968
IV-2-19	ПМ	Товса	Дыренко, 1968
IV-2-23	ПМ	Болойкинский	Дыренко, 1968
V-1-4	ПМ	Железистый-1	Позняков, 1956; Балусев, 1963
V-1-33	ПМ	Дельфин	Матвеев, 1969
V-1-38	ПМ	Горный-1	Троян, 1965
V-1-40	ПМ	Ивановский	Крутов, 1956; Троян, 1965
V-1-44	ПМ	Хмурый	Палагин, 1965
V-1-45	ПМ	Дю	Троян, 1965
V-1-55	ПМ	Начальный	Серебряков, 1968
V-2-6	ПМ	Северный-2	Николаев, 1955
V-2-7	ПМ	Загадка	Демин, 1966
V-2-18	ПМ	Руч. Мелкий (правый приток р. Иоли)	Дымович, 1998
V-2-20	ПМ	Руч. Брусничный (правый приток р. Иоли)	Дымович, 1998
VI-1-12	ПМ	Кварцевый	Бойко, 1967; Палагин, 1967
VI-1-13	ПМ	Санды	Серебряков, 1966
VI-1-32	ПМ	Ветвистый-2	Матвеев, 1966
VI-1-37	ПМ	Севин	Исполинов, 1968
VI-1-40	ПМ	Великан	Исполинов, 1968

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-1-47	ПМ	Брусничный	Олейников, 1984
VI-1-48	ПМ	Междуречье Юге–Ботчи	Олейников, 1984
II-2-39	ШО	Левобережье р. Утуни	Бельтенов, 1958
III-1-7	ШО	Левобережье р. Гур	Плиев, 1958
III-2-4	ШО	Бассейн руч. Тройной (правый приток р. Нивак)	Вдовин, 1961
III-2-24	ШО	Междуречье Верхн. Удоми–Гур	Вдовин, 1961; Шевченко, 1973
III-2-38	ШП	Река Туули	Колодезный, 1976
III-2-44	ШО	Правобережье р. Мули	Троян, 1973
III-3-3	ШП	Ручьи Мутный и Связующий	Прытков, 1989
IV-1-7	ШО	Бассейн руч. Левый Приток	Клыжко, 1974
IV-1-8	ШО	Бассейн руч. Буреломный	Макеев, 1971
IV-1-13	ШО	Бассейн р. Бол. Эртукули	Клыжко, 1974
IV-2-11	ШО	Верховье р. Дуни	Левитан, 1967
IV-2-13	ШО	Верховья рек Гур и Акур-Гумамза	Левитан, 1967; Дыренко, 1968
IV-2-20	ШО	Междуречье Пинда–Буги	Левитан, 1967; Дыренко, 1968
IV-2-21	ШО	Бассейн р. Судулинэ	Левитан, 1967
IV-2-22	ШО	Междуречье Нижн. Саксо–Суакта	Левитан, 1967
V-1-1	ШО	Междуречье Мопау–Гобилли	Штейнберг, 1964
V-1-15	ШО	Бассейн рек Сакай–Бапу и Аджалами	Демин, 1966
V-1-19	ШО	Ручьи Мутный, Михайловский	Троян, 1965
V-1-23	ШО	Бассейн верхних течений Гаду и Иоли	Палагин, 1965; Дымович, 1998
V-1-27	ШО	Бассейн верхних течений рек Иггу и Дю	Палагин, 1965
V-1-29	ШО	Правобережье р. Анюй	Бойко, 1967; Серебряков, 1968
V-1-41	ШО	Реки Яко, Бюленей, Анюй	Бойко, 1967; Серебряков, 1968
V-1-42	ШО	Левобережье р. Анюй	Серебряков, 1968
V-1-53	ШО	Река Бюленей	Троян, 1965
V-2-8	ШП	Река Бол. Икчу	Шуршалина, 1969
V-2-15	ШО	Верховье р. Чипали	Шуршалина, 1969
V-2-25	ШО	Ручьи Большой и Медвежий (притоки р. Коппи)	Дымович, 1998
VI-1-9	ШО	Верховье р. Коппи	Бойко, 1967
VI-1-19	ШО	Верховья ручьев Шумный и Курган	Исполинов, 1968

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
VI-1-30	ШО	Верховье р. Лев. Джауса	Матвеев, 1966
VI-1-31	ШО	Верховье р. Прав. Джауса	Исполинов, 1968
VI-1-43	ШО	Междуречье Юге–Оуми	Пагольский, 1958
VI-2-19	ШО	Верховье руч. Моисеев Ключ	Ахметьев, 1968
I-1-63	ВГХО	Руч. Прав. Бириндя	Дьяков, 1991
III-2-9	ВГХО	Междуречье нижних течений Аты и Уини	Амелин, 2011
III-3-1	ВГХО	Руч. Холодный (левый приток р. Тумнин)	Прытков, 1989
III-3-5	ВГХП	Руч. Таежный (правый приток р. Безымянная)	Прытков, 1989
III-3-8	ВГХО	Верховье р. Муни	Прытков, 1989
IV-1-3	ВГХО	Бассейн рек Студеная, Голубая, Ивановка	Макеев, 1971
IV-2-7	ВГХО	Верховья ручьев Кото, Безымянный	Колодезный, 1976
V-1-14	ВГХО	Правобережье р. Бута	Демин, 1964
V-1-26	ВГХО	Верховье р. Бомболи	Серебряков, 1971
V-1-46	ВГХО	Левобережье р. Анюй (напротив устья р. Яка)	Серебряков, 1968
V-2-1	ВГХО	Бассейн нижнего течения р. Бута	Демин, 1966
VI-1-11	ВГХО	Верховье р. Талеучи	Серебряков, 1966
VI-1-38	ВГХО	Междуречье Кукша–Бо–Джауса	Матвеев, 1966
VI-1-41	ВГХО	Правобережье р. Кукша	Матвеев, 1966
Ртуть			
IV-6-11	П	Светловское	32
V-5-31	П	Иньское	9
III-5-2	П	Ясное	48
III-6-13	П	Остринский	32
III-6-14	П	Остринский	32
II-1-19	ПМ	Лагерный	Егоров, 1961; Бойко, 1963
II-5-7	ПМ	Рождественский	48
II-5-35	ПМ	Докторский	48
IV-5-8	ПМ	Побединский	48
IV-6-7	ПМ	Таёжный-I	48,32
IV-6-8	ПМ	Таёжный-III	48,32
IV-6-9	ПМ	Длинный	48,32
IV-6-10	ПМ	Таёжный-II	48,32
VI-1-45	ПМ	Руч. Конторский	Олейников, 1984
I-3-3	ШО	Бассейн руч. Ауринский	Ахметьев, 1970; Дьяков, 1979

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-1-2	ШО	Междуречье Саласукан–Карги–Саласу	Нелюбов, 1990
II-1-8	ШО	Междуречье Майкан–Вторая Речка–Дай	Бойко, 1962
II-2-1	ШО	Бассейн рек Мачтовая и Горелая	Дьячков, 1983
III-3-6	ШО	Бассейн ручьев Шумный, Моховой, Межгорный	Прытков, 1989
IV-2-9	ШО	Бассейн р. Вутелемса	Левитан, 1967
V-1-25	ШО	Среднее течение р. Иггу	Троян, 1969
Мышьяк			
III-5-18	П	Костровское	11
II-1-4	ПМ	Саласукан	Шавро, 1970; Нелюбов, 1990
VI-2-7	ПМ	Правобережье р. Коппи	Дымович, 1998
VI-2-14	ПМ	Бассейн р. Дякома	Ахметьев, 1968
I-1-24	ВГХО	Междуречье Прав. Бичи–Прав. Лимурчан	Дьяков, 1991
Сурьма			
I-1-18	П	Боринское	Дьячков, 1989
I-1-30	П	Верховье р. Вантага	Кочубей, 1953; Дьячков, 1989
I-1-65	ПМ	Ситогинский	Шишканова, 1955
Висмут			
V-1-11	ПМ	Солекульский	Серебряков, 1971
Редкие металлы			
Бериллий			
I-1-35	П	Учаминское	Поликанов, 1963
V-1-9	ПМ	Усть-Подинский	Серебряков, 1971
Благородные металлы			
Золото			
I-1-7	РС	Ручьи Б.Бари, Феликс-Ивановский, Первый	Дьячков, 1989; Денисов, 1991
I-1-11	РС	Руч. Дмитриевский	Дьячков, 1989; Денисов, 1991
I-1-13	МС/о	Агни-Афанасьевское	Дьячков, 1989; Бруско, 1989
I-1-16	РМ/о	Руч. Евгеньевский (левый приток р. Пильда)	Киршев, 1985; Денисов, 1991
I-1-33	МС	Учаминское	Дьячков, 1989
I-1-36	РМ/о	Река Жорма	Дьячков, 1989; Денисов, 1991
I-1-41	РМ/о	Руч. Перевальный (правый приток	Дьячков, 1989; Нико-

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
		р. Ямтуль)	лаев, 1991
I-1-47	PM	Ручьи Делькен Второй, Лев. Делькен, Делькен	Николаев, 1988; Денисов, 1991
I-2-2	PK	Река Дидбиран с притоками	Чирков, 1985; Дьячков, 1989
I-2-13	PM	Руч. Темный (правый приток р. Горикан)	Дьячков, 1989; Терещенко, 1994
I-2-14	MC	Дяппенское	Бруско, 1988; Дьячков, 1989
I-2-16	PM	Река Дали, руч. Красивый	Дьячков, 1989; Денисов, 1991
I-2-17	PM	Река Дяппе, руч. Блудный (россыпьпроявление)	Чирков, 1985; Дьячков, 1989
I-2-19	PM	Ручьи Дорожный, Горелый (притоки р. Амуркан)	Дьячков, 1989; Денисов, 1991
I-2-21	PM/o	Руч. Амуркан	Чирков, 1985; Николаев, 1991
I-2-22	MM	Мартьяновское	Дьячков, 1989; Бруско, 1991
I-3-7	PC	Ручьи Кетовский, Кобылинский, Марковский	Кисец, 1962; Денисов, 1991
I-3-8	MM	Холанское	Кузьмин, 1942; Кисец, 1962
II-1-5	PM	Руч. Саласукан (правый приток р. Амур)	Нелюбов, 1990
II-2-22	PM	Руч. Параллельный	Таюрский, 1969
II-2-26	PM	Руч. Безымянный	Таюрский, 1969
II-2-30	PM	Река Олонде	Тиньков, 1979; Денисов, 1991
II-3-6	PM	Река Эльга (р. Бол. Чагома)	Михалина, 1960
II-5-29	PM	Руч. Баланаевский	2,30
III-2-2	PK	Руч. Зимовье-1 (левый приток р. Тумнин)	Таюрский, 1968; Денисов, 1991
III-2-7	PM	Река Бол. Гульмамсе	Таюрский, 1968; Денисов, 1991
III-2-18	PM	Руч. Лев. Джегдаг, р. Егдаси (правые притоки р. Уини)	Бурлаков, 1988; Денисов, 1991
III-2-20	PM	Река Ху (Колба) и ее притоки	Ломакин, 1972; Гащенко, 1978
III-2-21	PM/o	Руч. Озерный (левый приток р. Уини)	Моисеев, 1972; Денисов, 1991

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-2-23	МС	Лев. Джегдаг	Троян, 1973; Нелюбов, 1993
III-2-25	ММ	Молодежное	Троян, 1973; Нелюбов, 1993
III-2-26	РС	Река Оемку и ее притоки	Прытков, 1985; Денисов, 1991
III-2-27	РМ/о	Руч. Каменный (левый приток р. Оемку)	Прытков, 1985; Денисов, 1991
III-2-29	ММ	Оемку	Таюрский, 1968; Нелюбов, 1993
III-2-39	РМ	Руч. Хоккайти (левый приток р. Мули)	Ломакин, 1970; Денисов, 1991
III-2-40	РМ/э	Руч. Березовый (левый приток р. Мули)	Ломакин, 1970; Денисов, 1991
III-2-41	РМ	Руч. Джеригда (левый приток р. Мули)	Таюрский, 1968; Денисов, 1991
III-2-51	РМ/о	Руч. Дополнительный	Таюрский, 1962; Прытков, 1985
III-2-55	РМ/о	Руч. Медвежий (руч. Мал. Идига), правый приток р. Мули	Таюрский, 1968
III-2-60	РМ	Руч. Бол. Луки (правый приток р. Мули)	Колодезный, 1976
III-6-9	РМ	Р. Весёлая	2,30
III-6-10	РМ	Р. Вальза	2,30
III-6-16	РМ	Р. Кукуй	2,30
III-6-18	РМ	Р. Костина Речка	2,30
III-6-19	РМ	Руч. Нежданный	2,30
III-6-21	РМ	Руч. Кузькин	2,30
III-6-23	РС	Р. Лангери	2,30,32
III-6-24	РМ	Руч. Вязов	2,30,32
III-6-28	РМ	Руч. Рукосуев	2,30,32
III-6-30	РМ	Р. Зелёная	2,30,32
III-6-33	РМ	Р. Мулейка – р. Мойга	2,30,32
IV-2-1	РМ	Руч. Токуинка (правый приток р. Мули)	Пешков, 1960; Денисов, 1991
IV-2-5	РМ	Руч. Приятный (левый приток р. Кото)	Таюрский, 1962; Денисов, 1991
IV-6-4	РМ	Р. Багор	2,30,32
IV-6-21	РМ	Р. Запивка	2,30,32
II-5-24	П	Мало-Тымовское	2,10
II-5-33	П	Укладенское	2,10
III-6-20	П	Горбушинское	2,32

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-6-25	П	Незаметное	2,32
III-6-26	П	Фестивальное	2,32
III-6-27	П	Забытое	2,32
III-6-31	П	Большое	2,32
IV-6-19	П	Гуж	2,32
IV-6-20	П	Запивкинское	2,32
I-1-1	П	Биринчан-1	Дьячков, 1989
I-1-2	П	Биринчан-2	Дьячков, 1989; Бруско, 1989
I-1-4	П	Спокойное	Дьячков, 1989
I-1-5	РП	Руч. Белкина (левый приток р. Второй Балахой)	Денисов, 1991
I-1-12	П	Березовое-3	Дьяков, 1991
I-1-14	П	Любавинское-1	Дьячков, 1989; Бруско, 1989
I-1-15	П	Уенга -1	Дьячков, 1989
I-1 -19	П	Уенга-2	Дьячков, 1989
I-1-29	РП	Руч. Лев. Жорма (приток р. Жорма)	Денисов, 1991
I-1-42	РП	Руч. Золотой Ключ (правый приток р. Лимури)	Гашенко, 1978; Денисов, 1991
I-1-44	П	Кантагар	Дьяков, 1991
I-1-45	РП	Руч. Солдерун (правый приток р. Лимурчан)	Николаев, 1988; Денисов, 1991
I-1-46	П	Делькен	Дьяков, 1991; Шавро, 1993
I-1-48	РП	Река Черемшанка	Денисов, 1991
I-1-49	РП	Руч. Мал. Березовый (правый приток р. Лимури)	Денисов, 1991
I-1-52	РП	Река Лев. Черемшанка	Денисов, 1991
I-1-53	РП	Правый приток руч. Бол. Березовый	Денисов, 1991
I-1-54	РП	Левый приток руч. Березовый	Николаев, 1988; Денисов, 1991
I-1-57	П	Медвежье	Кайдалов, 2007
I-1-58	РП	Река Ситога	Денисов, 1991
I-1-59	П	Колкое	Кондратьева, 1995
I-1-62	П	Кайловое	Кайдалов, 2007
I-1-67	П	Завальное	Кайдалов, 2007
I-2-1	П	Натальинское	Дьячков, 1989
I-2-3	П	Дидбиран	Воларович, 1966; Дьячков, 1989

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-2-4	П	Подседовское	Киршев, 1985; Дьячков, 1989
I-2-5	РП	Руч. Натальинский (левый приток р. Второй Балахой)	Денисов, 1991
I-2-6	РП	Руч. Пологий (левый приток р. Дидбиран)	Денисов, 1991
I-2-20	П	Дорожное	Абрамсон, 1959; Дьячков, 1989
I-2-23	П	Старательское	Степанов, 1989
I-2-27	П	Черемшаное	Бельтнев, 1960
I-2-37	РП	Руч. Золотой Ключик (левый приток р. Бол. Кадинская)	Дьячков, 1983; Денисов, 1991
I-2-40	П	Кадинское	Дьячков, 1983
I-3-11	П	Идол	Минаева, 1983
II-1-6	П	Карги	Эйриш, 1971; Нелюбов, 1990
II-1-13	П	Кавор	Нелюбов, 1990
II-1-14	П	Сиохольчо	Чернявский, 1980
II-1-18	РП	Река Шелехова	Пешков, 1961; Нелюбов, 1990
II-1-29	П	Гурское	Чернявский, 1980
II-1-31	П	Хребтовое	Нелюбов, 1990
II-1-33	П	Диагональное	Чернявский, 1980
II-1-37	П	Быстрое	Чернявский, 1980
II-1-39	П	Предгорное	Чернявский, 1980
II-1-41	РП	Река Удунин	Таурский, 1969
II-1-42	П	Прогнозное	Чернявский, 1980
II-1-43	П	Теплое	Чернявский, 1980
II-1-45	П	Гранитное	Чернявский, 1980
II-2-13	РП	Руч. Топкий (левый приток р. Яй)	Гашенко, 1981; Денисов, 1991
II-2-18	РП	Руч. Первый (правый приток р. Яй)	Гашенко, 1981; Денисов, 1991
II-2-23	П	Истоки руч. Первый (Зональный), приток р. Яй	Тиньков, 1979
II-2-24	П	Руч. Озерный (верховье р. Чичамар)	Тиньков, 1979
II-2-28	П	Олонде	Тиньков, 1979
II-2-29	П	Верхнее течение р. Олонде	Тиньков, 1979
II-2-33	П	Прямое (левобережье р. Ахатыдг)	Тиньков, 1979
II-2-34	П	Новак	Зайвый, 1955; Бельте-

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
			нев, 1958
II-2-35	П	Огор	Зайвый, 1955; Бельтенева, 1958
II-2-41	П	Тыгдылян	Тиньков, 1979
II-2-42	П	Кетав (правый берег р. Тумнин)	Зыков, 1974; Тиньков, 1979
II-3-4	П	Руч. Вилка (левобережье р. Ашмар)	Тиньков, 1979
II-3-5	РП	Руч. Ашмар	Михалина, 1960
II-3-8	П	Глухаринское	Прытков, 1989
III-1-2	П	Джаур	Чернявский, 1980
III-1-6	П	Мончинское	Чернявский, 1980
III-2-1	П	Зимовье-1	Спицын, 1955; Зыков, 1974
III-2-3	РП	Река Гульмамсе	Таюрский, 1968
III-2-5	П	Промежуточное	Таюрский, 1968; Зыков, 1974
III-2-12	П	Барагон	Зыков, 1974
III-2-15	П	Низменное	Зыков, 1974
III-2-19	П	Витькин Ключ	Троян, 1973; Нелюбов, 1990
III-2-28	РП	Верховье р. Большая	Таюрский, 1968
III-2-32	П	Горное, Широкое, Ноябрьское	Спицын, 1956; Нелюбов, 1993
III-2-36	П	Березовое	Спицын, 1956; Нелюбов, 1993
III-2-37	П	Кенадское	Троян, 1973; Нелюбов, 1993
III-2-43	РП	Ручьи Орой и Синий (левые притоки р. Мули)	Таюрский, 1968
III-2-56	РП	Руч. Ибу (правый приток р. Мули)	Прытков, 1982; Денисов, 1991
III-2-62	РП	Руч. Мал. Луки (правый приток р. Мули)	Колодезный, 1976
III-3-4	П	Руч. Топкий (левый приток р. Тумнин)	Прытков, 1989
IV-2-3	П	Токуинское	Спицын, 1956
IV-2-4	П	Канга	Прытков, 1989
IV-2-8	РП	Руч. Новая Угды (правый приток р. Гур)	Левитан, 1955; Денисов, 1991
IV-3-4	П	Еловое	Прытков, 1989
V-1-2	П	Руч. Танин (левый приток р. Го-	Пачинский, 1964

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
		билли)	
V-1-10	П	Золотой Ключик	Балуев, 1964; Мартынюк, 1984
V-2-16	П	Чипали	Шуршалина, 1962
V-2-17	П	Левобережье р. Иоли	Дымович, 1998
VI-1-6	П	Талеучинское	Серебряков, 1966
VI-1-17	П	Верховье р. Второй Заур	Олейников, 1984
VI-1-26	П	Саня	Олейников, 1984
VI-1-50	П	Река Оуми	Олейников, 1984
VI-1-53	П	Золотое	Олейников, 1984
VI-1-54	П	Тэнку	Олейников, 1984
VI-2-1	П	Руч. Безымянный (левый приток р. Коппи)	Дымович, 1998
VI-2-12	П	Левобережье руч. Светлый	Дымович, 1998
I-3-2	ПМ	Безымянный (правобережье руч. Аураинский)	Дьячков, 1979
I-3-4	ПМ	Грушевый (правобережье р. Кади)	Ломакин, 1976; Дьячков, 1979
I-3-5	ПМ	Булава (водораздел озер Аури и Кади)	Ломакин, 1976; Дьячков, 1979
I-3-13	ПМ	Верховье р. Бол. Табо	Минаева, 1983
VI-1-10	ПМ	Руч. Моховой (левый приток р. Санды)	Серебряков, 1966
VI-1-15	ПМ	Водораздел ручьев Безымянный и Кварцевый	Олейников, 1984
VI-1-18	ПМ	Снежный	Олейников, 1984
VI-1-20	ПМ	Илистый	Олейников, 1984
VI-1-22	ПМ	Галечный	Олейников, 1984
VI-1-23	ПМ	Молодой	Олейников, 1984
VI-1-28	ПМ	Малый	Олейников, 1984
VI-1-39	ПМ	Река Опасная	Олейников, 1984
VI-2-2	ПМ	Водораздел ручьев Итэнак и Мал. Гур	Дымович, 1998
I-2-29	ШП	Правый приток протоки Почтовый Амур	Дьячков, 1983
I-2-34	ШП	Ручьи Беличий и Извилистый	Дьячков, 1983
I-3-1	ШО	Бассейн ручьев Ауринский и Заросший	Дьячков, 1979
II-1-40	ШП	Верхнее течение р. Уктур	Нелюбов, 1990
II-1-44	ШП	Верхнее течение р. Окчо	Нелюбов, 1990
II-2-2	ШП	Нижнее течение рек Лесная и Бешеная	Дьячков, 1983

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-2-9	ШП	Река Яй	Тиньков, 1979
II-2-31	ШП	Река Чичамар	Тиньков, 1979
III-1-3	ШП	Нижнее течение р. Уктур	Чернявский, 1980
III-1-4	ШП	Среднее течение р. Ниж. Удоми	Чернявский, 1980
V-2-23	ШП	Руч. Березовый	Дымович, 1998
VI-1-16	ШО	Бассейн р. Второй Заур	Пагольский, 1958
I-1-3	ВГХО	Правобережье руч. Грунтовый	Кайдалов, 2007
I-1-17	ВГХО	Бассейн руч. Среднего	Кайдалов, 2007
I-1-20	ВГХО	Бассейн ручьев Мутный и Ольховый	Кайдалов, 2007
I-1-21	ВГХО	Междуречье Прав. Пильда–Пильдукан	Кайдалов, 2007
I-1-25	ВГХО	Бассейн руч. Мал. Пильда	Кайдалов, 2007
I-1-27	ВГХО	Левобережье р. Прав. Ямтуль	Дьячков, 1989
I-1-38	ВГХО	Верховье р. Вактага	Дьячков, 1989
I-1-50	ВГХО	Левобережье руч. Верхн. Делькен	Дьяков, 1991
I-1-55	ВГХО	Бассейн ручьев Двойной и Лев. Вандалак	Кайдалов, 2007
I-3-6	ВГХО	Заячий	Ахметьев, 1970
I-3-9	ВГХО	Кудюм	Ахметьев, 1970
I-3-10	ВГХО	Южный	Ахметьев, 1970
II-1-1	ВГХО	Бассейн руч. Калгамани	Перфильев, 2002
II-1-3	ВГХО	Правобережье р. Писуй	Перфильев, 2002
Серебро			
V-1-36	П	Обнаженное	Гаврилов, 1969
V-1-43	П	Извилистое	Котляревский, 1967
VI-1-49	П	Руч. Ракитина	Олейников, 1984
VI-2-16	П	Мишунин Ключ (нижнее течение р. Ботчи)	Ахметьев, 1968
III-2-10	ВГХО	Верховье ручьев Барагон, Крест, Василий	Амелин, 2011
III-2-17	ВГХО	Бассейн р. Ху (Колба)	Амелин, 2011
Радиоактивные элементы			
Торий			
II-1-20	ШО	Междуречье Салоли–Ларгасу-2	Нелюбов, 1990
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Химическое сырье			
Сера			
IV-1-17	П	Лавинное	Клыжко, 1964

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Флюорит			
II-2-27	П	Ларгасинское (истоки руч. Медвежий)	Бельтнев, 1955
Алунит			
I-2-39	П	Быстринское	Дьячков, 1983
II-1-9	П	Саласуканское	Шавро, 1970; Нелюбов, 1990
II-1-25	П	Шелеховское (Гурское), левобережье р. Шелехово	Шавро, 1970; Нелюбов, 1990
II-1-26	П	Шелеховское (Турское)	Шавро, 1970; Нелюбов, 1990
II-1-30	П	Шелеховское (Барачное)	Шавро, 1970; Нелюбов, 1990
Бораты			
VI-2-3	ПМ	Водораздел ручьев Глубокий и Верхний	Дымович, 1998
Абразивные материалы			
Корунд			
I-2-33	П	Гора Шаман	Перепилица, 1962
Горнотехническое сырье			
Асбест			
III-1-9	П	Базовое (5 км от устья р. Уктур)	Хромцов, 1965
III-1-13	П	Поворотное	Хромцов, 1965
III-1-14	П	Серпентинитовое (истоки р. Джали)	Хромцов, 1965
IV-6-1	ПМ	Среднее течение р. Богатой	32
Тальк			
III-6-34	ММ	Первомайское	10,11
IV-1-19	П	Эртукулинское	Клыжко, 1974
IV-6-13	П	Ветровал	10,11
Цеолиты			
III-3-2	П	Левобережье р. Тунь	Прытков, 1989
Драгоценные и поделочные камни			

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Хризолит			
V-2-10	П	Гатка	Перетяцько, 1990
V-2-14	П	Тутточа	Перетяцько, 1990
V-2-26	П	Коппинское	Перетяцько, 1990
Топаз			
VI-1-59	П	Маи	Олейников, 1984
Горный хрусталь			
II-2-15	П	Улунское	Тиньков, 1979
Морион, раухтопаз			
VI-1-7	П	Дьявол	Серебряков, 1966
VI-1-8	П	Река Бол. Боленку	Серебряков, 1966
VI-2-11	П	Бяполи	Перетяцько, 1990; Дымович, 1998
Поделочные камни			
IV-6-2	П	Среднее течение р. Богатой	32
IV-6-3	П	Среднее течение р. Богатой	32
IV-6-18	П	Среднее течение р. Широкой	32
Строительные материалы			
Магматические породы			
Кислые интрузивные породы (гранит, гранодиорит)			
III-2-35	ММ	Бурнореченское	Вдовин, 1961
III-2-46	ММ	Кенадское	Вдовин, 1961
III-2-49	ММ	Сыроваткинское	Вдовин, 1961
III-6-32	МК	Лангерийское	32
IV-3-11	ММ	Жугжинское	Иванов, 1958
IV-3-14	МК	Нижне-Тумнинское	Иванов, 1958; Захаров, 1984
V-3-5	МС	Силантьевское (Бол. Дюанка)	Леснов, 1987
V-3-25	МК	Сопка Кекурная	Григорьев, 1974
V-3-26	МК	Совгаванское-2	Балуев, 1984; Ермоленко, 1986
V-3-28	МК	Совгаванское-3	Балуев, 1984; Ермоленко, 1986
Средние интрузивные породы (диорит, кварцевый диорит)			
V-3-19	МС	Совгаванское-1	Григорьев, 1974

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-5-35	МК	Лесозаводское	11,30
VI-5-11	МК	Угледарское	11,30
VI-5-20	ММ	Лесозаводское	11,30
VI-5-21	МС	Ст. Тихая	11,30
Основные интрузивные породы (долериты, габбро)			
II-5-31	ММ	Кировское	10,11,30
II-6-6	МС	Луньское	10,11,30
IV-5-1	ММ	Пограничное	10,11,30
V-5-4	МС	Надеждинское	9
Кислые и средние эффузивные породы (дацит, андезит и др.)			
I-3-21	ММ	Редколесенское	Осинцев, 1956; Ахметьев, 1970
I-3-23	ММ	Пулинское	Осинцев, 1956; Ахметьев, 1970
II-5-5	МС	Первый Скоп	9, 10,11,30
II-5-13	МК	Усковское-II (Змеиная Сопка)	9, 10,11,30
III-2-42	ММ	Чиалинское	Вдовин,1961
III-2-45	ММ	Сереньковское	Вдовин,1961
IV-3-3	ММ	Левотумнинское	Иванов, 1958; Захаров, 1987
V-3-11	МС	Мыс Копайга	Пелюховский, 1974
V-3-12	ММ	Мыс Чум	Пелюховский, 1974
V-3-16	МК	Майское	Успенский, 1980
V-3-21	МК/э	Хаджинское	Ермоленко, 1987
V-4-2	ММ	Изильметьевское	9, 10,11,30
V-5-19	МС	Вахрушевское	9, 10,11,30
V-5-27	МК	Никольское	9, 10,11,30
V-5-28	МС	Вахрушевское	9, 10,11,30
V-5-29	МС	Эхминское	9, 10,11,30
V-5-34	ММ	Красновское	9, 10,11,30
VI-5-9	ММ	Орловское-I	9, 10,11,30
Основные эффузивные породы (базальт)			
I-3-12	ММ	Кадинское	Ахметьев, 1970; Минаева, 1983
I-3-15	ММ	Дульдинское	Осинцев, 1956; Ахметьев, 1970
I-3-20	ММ	Садокское	Ахметьев, 1970
I-4-1	ММ	Черногорское	Ахметьев, 1974
I-4-2	ММ	Перевальнинское	Ахметьев, 1974
II-3-9	ММ	Сизиманское	Кузьменко, 1994
II-5-6	ММ	Соболиное	11,30

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-5-12	МС	Усковское (Круглая Сопка)	11,30
II-5-30	ММ	Макарьевское	11,30
III-5-10	ММ	Тауланское	11,30
IV-3-5	ММ	Правобережное	Иванов, 1958; Захаров, 1987
IV-3-7	ММ	Столовая Гора	Иванов, 1958
IV-3-8	МК	Уэпинское	Захаров, 1987
V-3-15	МС/э	Меньшиковское	Бодров, 1955; Федосеев, 1981
VI-5-5	МС	Макаровское	11,30
Туфы			
V-3-9	ММ	Чистоводное	Самойлова, 1976
Карбонатные породы			
Известняк			
I-1-60	ММ	Киселевское	Петухов, 1951; Бельтнев, 1960
III-5-5	ММ	Палевское	9,10,11,32
IV-6-5	МК	Гомонское	9,10,11,32
Трепел, опока			
VI-2-17	МК	Ботчинское	Овсянников, 1938
Глинистые породы			
Глины кирпичные, черепичные			
I-3-18	ММ	Кизинское	Ахметьев, 1970
I-6-6	ММ	Ногликское	9,30
II-5-20	ММ	Александровское	9,30
IV-3-10	МС	Хутинское	Стариков, 1955; Захаров, 1987
IV-5-9	ММ	13-й километр	9,30
IV-5-18	ММ	Бошняковское	9,30
V-3-4	МК	Датгинское	Леснов, 1987
V-3-14	ММ	Сортировочное (Дисгатта)	Бодров, 1954; Самойлова, 1976
V-3-17	ММ/э	Совгаванское (Лососиное)	Разживин, 1959; Самойлова, 1976
V-5-3	ММ	Поронайское	9,30
V-5-11	ММ	Шахтёрское-II	9,30
V-5-16	ММ	Углегорское	9,30
V-5-17	ММ	Гастелловское	9,30
V-5-26	ММ	Макаровское (Вахрушевское)	9,30
VI-5-6	ММ	Пореченское	30
Глины и суглинки для цементного производства			

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-5-6	МС	13-километр	9,30
V-5-7	ММ	Тихменевское	9,30
Глины керамзитовые			
II-1-35	МК	Аксянское (междуречье Аксян-Гячинская)	Сомова, 1990; Дениско, 1990
IV-2-6	МК	Верхнее Кото	Колодезный, 1976
V-5-15	ММ	Шахтёрское	9,30
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
I-3-17	ММ	Мало-Чильбенское	Ахметьев, 1970
I-3-24	ММ	Яйское	Ахметьев, 1970
I-5-7	ММ	Паркатинское	30
I-5-8	ММ	Участок «Вилка»	30
I-6-11	ММ	Ногликское	30
II-1-17	ММ	Нижнетамбовское	Фрейдин, 1959
II-1-24	ММ	Туганинское	Успенский, 1990
II-5-2	ММ	Адо-Тымовское	30
II-5-4	ММ	Участок «Славка»	30
II-5-8	ММ	Усковское	30
II-5-9	ММ	Усковское-I	30
II-5-10	ММ	Арковское	30
II-5-16	ММ	Верхнее-Воскресеновское	30
II-5-22	ММ	Тымовское	30
II-5-27	ММ	Участок №7	30
III-2-47	ММ	Сыроваткинское	Вдовин, 1961
III-2-48	ММ	Мулинское	Вдовин, 1961
III-2-52	ММ	Верхнемулинское	Вдовин, 1961
III-2-54	ММ	Джагдасинское	Вдовин, 1961
III-5-3	ММ	Участок №10	30
IV-3-2	ММ	Среднетумнинское	Иванов, 1958; Баланс запасов
IV-3-13	МС	Правохутинское	Иванов, 1958
IV-5-15	ММ	Малоорловское	30
IV-5-16	ММ	Ками-Китон	30
IV-5-20	ММ	Кошевое	30
V-5-10	ММ	Шахтёрское	30
V-5-14	МК	Гастелло (317 км)	30
Песок строительный			
I-3-19	ММ	Кизинское	Ахметьев, 1970
II-5-15	ММ	Александровское	30
III-5-7	ММ	35-й километр	30

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
IV-5-21	ММ	Бошняковское	30
V-4-3	ММ	Орловское	30
V-6-4	ММ	Поронайское	30
V-6-7	Мм	Междуреченское	30
VI-5-13	ММ	Красногорское	30
Песчаник			
I-5-9	МС	Панли	30
II-1-23	ММ	Туганинское	Успенский, 1990
II-1-32	МС	Усть-Гячинское	Успенский, 1990
II-1-34	МК	Нижнетамбовское	Балуев, 1989
II-5-14	МС	Арковское	30
Прочие ископаемые			
Минеральные краски			
II-1-27	ММ	Гячинское	Фрейдин, 1959
II-1-10	П	Дчигдони	Нелюбов, 1990
II-2-6	П	Саласу	Бельтенов, 1955
V-3-8	П	Водораздел рек Уй и Мучке	Батюков, 1986
V-3-13	П	Водораздел рек Уй и Встречная	Батюков, 1986
VI-1-58	П	Оуми	Олейников, 1984
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ			
Минеральные лечебные			
Углекислые			
III-5-13	-	Пореченский	10,11
III-5-29	-	Южно-Хандасинские	10,11
IV-5-12	-	Топольное	10,11
IV-5-23	-	Ельникские	10,11
IV-5-29	-	Матросовские	10,11
IV-5-30	-	Ключевые	10,11
V-5-33	-	Волчанские	10,11
VI-5-15	-	Пугачёвского грязевого вулкана	10,11
Сульфидные			
IV-5-17	-	Бошняковские	10,11
V-4-4	-	Орловский	10,11
V-5-1	-	Лесогорский, холодный	10,11
VI-5-3	-	Макаровские	10,11
VI-5-17	-	Восточный	10,11
Железистые			
IV-5-7	-	Пильский	10,11
IV-5-14	-	Лесной	10,11

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
V-4-1	-	Изыльметьевские	10,11
VI-5-8	-	Гребенской	10,11
Йодо-бромные			
II-6-4	-	Луньские, горячие	10,11
V-5-12	-	Ударненские, холодные	10,11
VI-5-1	-	Старицкие, холодные	10,11
Кремнистые			
V-5-2	-	Лесогорские термальные	10,11
Термальные			
III-5-6	-	Агневские	10,11
IV-2-15	МК/э	Тумнинское (источник "Горячий Ключ")	Левитан, 1963; Батюков, 1986
IV-2-16	П	Теплый Ключ	Батюков, 1985; 1986
IV-3-12	П	Южное	Прытков, 1989
Питьевые пресные			
II-1-21	ММ	Нижнетамбовское	Кульгавюк, 2001
III-2-50	ММ/э	Высокогорное-1	Рагозина, 1986; Кульгавюк, 2001
III-2-53	ММ/э	Высокогорное-2	Рагозина, 1986; Кульгавюк, 2001
V-3-7	ММ/э	Мучкинское	Бучинский, 1966
V-3-10	ММ/э	Чистоводное	Бучинский, 1966
V-3-18	МС/э	Большеокочинское	Бучинский, 1966
V-3-24	МС/э	Большеэгинское	Бучинский, 1966
V-3-27	МС/э	Гаткинское (участки "Южный" и "Западный")	Калита, 1990; Кульгавюк, 2001
Грязи лечебные			
I-3-16	П	Залив Чильба	Минаева, 1983
I-3-22	П	Лагуна Сомон	Минаева, 1983
V-5-8	-	Озеро Тауро	10,11
V-5-37	-	Озеро Имандра	10,11
VI-5-16	-	Вулкан Пугачёвский	10,11

Сокращения, принятые в каталоге. Коренные месторождения: **МУ** – уникальные, **МК** – крупные, **МС** – средние, **ММ** – малые; россыпные месторождения: **РК** – крупные, **РС** – средние, **РМ** – малые; промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь): **э** – эксплуатируемые, **о** – отработанные; разведанные и не освоенные, а так же частично отработанные и законсервированные даются без знаков освоенности; **П** – коренные проявления; **РП** – россыпные проявления; **ПМ** – пункты минерализации; **ШО** – шлиховые ореолы; **ШП** – шлиховые потоки; **ВГХО** – вторичные геохимические ореолы; **ВГХП** – вторичные геохимические потоки

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений по листу М-54 – Александровск-Сахалинский

(запасы и ресурсы приведены по состоянию на 01.01.2013 г.)

№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S) км ²	Полезные ископаемые	Единицы измерения ресурсов	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р для металлических; C ₃ ,D для горючих			Сумма запасов и ресурсов P ₁ +P ₂ C ₃ +D ₁ +D ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)	
					A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁ C ₃	P ₂ D ₁	P ₃ D ₂			
СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ															
Нижнеамурская вольфрамово-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (1. Au,W, (Mo)/K₂-P,Q)															
Пильдо-Лимурийский вольфрамово-молибденово-золоторудно-россыпной район (1.1. Au,Mo,W)															
1	Березовский прогнозируемый молибденово-золоторудный узел (1.1.1. Au,Mo)	290	Золото	т	-	-	-	-	-	-	3,0	7,0	3,0	-	
			Молибден	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	7,6	23,0	7,6	-
			Вольфрам	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	5,5	16,0	5,5	-
			Медь	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	1,7	-	1,7	-
2	Агние-Афанасьевский молибденово-сурьмяно-золоторудно-россыпной узел (1.1.2. Au,Sb,Mo)	420	Золото	т	-	1,62	12,0	13,62	1,82	-	6,7	29,0	22,14	0,053 т/км ²	
			Сурьма	тыс. т	-	-	0,519	0,519	-	-	-	-	0,519	-	
			Молибден	тыс. т	-	-	0,3	0,3	-	-	-	-	0,3	-	
3	Дидбиранский золоторудно-россыпной узел (1.1.3. Au)	220	Золото	т	-	5,606	-	5,606	-	-	-	3,0	5,606	-	
4	Лимурчанский (Делькенский) золоторудно-россыпной узел (1.1.4. Au)	900	Золото	т	-	-	-	-	-	15,0	58,0	118,0	73,0	0,081 т/км ²	
			Медь	тыс. т	-	-	-	-	-	-	140,0	315,0	140,0	-	
			Молибден	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	13,0	29,25	13,0	-
			Вольфрам	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	76,0	-	76,0	-
5	Учаминский вольфрамово-бериллиево-золоторудно-россыпной узел	430	Золото	т	-	-	7,7	7,7	5,2	9,0	34,1	-	56,0	0,13 т/км ²	
			Серебро	т	-	-	24,87	24,87	51,0	-	-	-	75,87	-	
			Мышьяк	тыс. т	-	-	64,1	64,1	-	-	-	-	-	64,1	-
			Бериллий	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	36,0	-	36,0	-
			Вольфрам	тыс. т	-	-	1,0	1,0	-	-	-	-	73,5	1,0	-

№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S) км ²	Полезные ископаемые	Единицы измерения ресурсов	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р для металлических; C ₃ ,D для горючих			Сумма запасов и ресурсов P ₁ +P ₂ C ₃ +D ₁ +D ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)	
					A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁ C ₃	P ₂ D ₁	P ₃ D ₂			
	(1.1.5.Au, Be,W)		Свинец	тыс. т	-	-	9,5	9,5	-	-	-	-	9,5	-	
			Висмут	т	-	-	0,08	0,08	-	-	-	-	0,08	-	
			Олово	тыс. т	-	-	0,63	0,63	-	-	-	-	0,63	-	
6	Дяпенский золоторудно-россыпной узел (1.1.6.Au)	680	Золото	т	-	0,58	12,0	12,58	0,08	-	29,8	26,0	42,38	0,062 т/км ²	
7	Ситогинский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (1.1.7.Au)	480	Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	30,0	-	-	
Шаман-Уктурский алунит-серебряно-золоторудно-россыпной район (1.2.Au,Ag,at)															
8	Каргинский алунит-серебряно-золоторудно-россыпной узел (1.2.1.Au, Ag ,at)	360	Золото	т	-	-	-	-	-	0,16	0,14	8,7	0,3	-	
			Серебро	т	-	-	-	-	-	-	-	-	26,0	-	-
9	Окчо-Шелеховский прогнозируемый алунит-серебряно-золоторудно-россыпной узел (1.2.2.Au,Ag,at)	560	Золото	т	-	-	-	-	-	-	4,2	18,0	4,2	0,003 т/км ²	
			Серебро	т	-	-	-	-	-	-	156,9	450,0	156,9	0,235 т/км ²	
			Молибден	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	-	96,0	-	-
			Вольфрам	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	-	15,0	-	-
			Алунит	млн. т	-	-	0,044	0,044	-	4,47	12,3	60,0	16,814	-	-
10	Окчонский прогнозируемый молибденово-золоторудный узел (1.2.3..Au,Mo)	460	Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	11,5	-	-	
			Молибден	тыс. т	-	-	-	-	-	-	17,0	23,0	17,0	0,03 тыс. т/км ²	
			Вольфрам	тыс. т	-	-	-	-	-	-	24,9	-	24,9	0,05 тыс. т/км ²	
Хавынь-Шелеховский золото-ртутный (1.3.Hg,Au) рудный район*															
Тумнинский молибденово-вольфрамово-золоторудно-россыпной район															

№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S) км ²	Полезные ископаемые	Единицы измерения ресурсов	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р для металлических; C ₃ ,D для горючих			Сумма запасов и ресурсов P ₁ +P ₂ C ₃ +D ₁ +D ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)	
					A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁ C ₃	P ₂ D ₁	P ₃ D ₂			
11	Чичамар-Олондинский молибденово-вольфрамово-золоторудно-россыпной узел (1.4.1.Au,W,Mo)	790	Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	20,0	-	-	
12	Ларгасинский прогнозируемый серебряно-молибденово-золоторудно-россыпной узел (1.4.2.Au,Mo,Ag)	580	Золото	т	-	-	-	-	-	0,06	0,7	20,0	0,76	-	
			Молибден	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	10,3	-	-	
			Серебро	т	-	-	-	-	-	-	-	-	73,5	-	-
			Свинец	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	-	35,0	-	-
			Флюорит	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	-	175,0	-	-
13	Зимовьянский серебряно-вольфрамово-золоторудно-россыпной узел (1.4.3.Au,W,Ag)	610	Золото	т	-	0,09	-	0,09	0,02	-	5,5	25,0	5,61	0,01 т/км ²	
			Вольфрам	тыс. т	-	-	-	-	-	-	74,53	74,0	74,53	0,12 тыс. т/км ²	
			Серебро	т	-	-	-	-	-	-	-	125,0	-	-	
14	Оемкунский золоторудно-россыпной узел (1.4.4.Au)	890	Золото	т	-	0,7	11,3	12,0	-	19,4	18,3	25,0	49,7	-	
			Серебро	т	-	-	-	-	-	-	-	62,0	-	62,0	-
Усть-Амурская алунит-серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (2. Au,Ag,at/K₂-P, Q)															
Кизинский золоторудно-россыпной район (2.1.Au)															
15	Кади-Потинский прогнозируемый золоторудный узел (2.1.1.Au)	380	Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	4,0	-	-	

№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S) км ²	Полезные ископаемые	Единицы измерения ресурсов	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р для металлических; C ₃ ,D для горючих			Сумма запасов и ресурсов P ₁ +P ₂ C ₃ +D ₁ +D ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)	
					A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁ C ₃	P ₂ D ₁	P ₃ D ₂			
16	Холанский золоторудно-россыпной узел (2.1.2.Au)	170	Золото	т	-	0,7	1,245	1,945	-	-	-	8,0	1,945	-	
17	Идоловский прогнозируемый золоторудный узел (2.1.3.Au)	260	Золото	т	-	-	-	-	-	-	6,8	9,0	6,8	0,03 т/км ²	
18	Яйский прогнозируемый молибденоврудный узел (2.0.1.Мо)	140	Молибден	тыс. т	-	-	-	-	-	-	8,5	28,0	-	-	
			Серебро	т	-	-	-	-	-	-	403,5	-	-	-	-
			Свинец	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	42,0	-	-	-
19	Ашмарский золоторудно-россыпной узел (2.0.2.Au)	640	Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	16,0	-	-	
Центральная Сихотэ-Алинская вольфрамово-оловорудная минерагеническая зона (3. Sn,W (Mo)/MZ)															
Гурский олово-вольфрамовый рудный район (3.1.W, Sn)*															
Тормасу-Гобиллинский молибденово-вольфрамово-оловорудный район (3.2.Sn,W,Mo)															
20	Верхнеджаурский прогнозируемый олово-вольфрамоворудный узел (3.2.1.W, Sn)	460	Вольфрам	тыс. т	-	-	-	-	-	5,0	-	4,6	5,0	0,01 тыс. т/км ²	
21	Совино-Эртукулинский вольфрамово-бериллиево-оловорудный узел (3.2.2. Sn,Be,W)	390	Вольфрам	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
			Бериллий	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Главная Сихотэ-Алинская (Лужкинская) серебряно-вольфрамово-оловорудная минерагеническая зона (4.Sn,W,Ag/K₂-P)															
Бута-Коппинский вольфрамово-серебряно-оловорудный район (4.1.Sn,Ag,W)															
22	Мунийский	540	Олово	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	21,6	-	-	

№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S) км ²	Полезные ископаемые	Единицы измерения ресурсов	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р для металлических; C ₃ ,D для горючих			Сумма запасов и ресурсов P ₁ +P ₂ C ₃ +D ₁ +D ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)	
					A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁ C ₃	P ₂ D ₁	P ₃ D ₂			
	прогнозируе-мый вольфрамово-оловорудный узел (4.1.1.Sn,W)		Вольфрам	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
23	Мопанский оловорудный узел (4.1.2.Sn)	140	Олово	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	21,0	-	-	
24	Сакай-Бапинский вольфра-мово-оловорудный узел (4.1.3.Sn,W)	570	Олово	тыс. т	-	-	13,0	13,0	-	10,0	5,0	-	28,0	-	
			Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	-	4,0	-	-
25	Уджакинский оловорудный узел (4.1.4..Sn.)	520	Олово	тыс. т	-	-	14,0	14,0	-	-	5,0	18,0	19,0	-	
26	Яко-Янинский прогнозиру-емый оловорудный узел (4.1.5.Sn)	220	Олово	тыс. т	-	-	-	-	-	-	5,0	28,0	5,0	-	
27	Верхнеудоминский прогно-зируемый оловорудный узел (4.0.1.Sn)	430	Олово	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	14,4	-	-	
Восточно-Сихотэ-Алинская (Прибрежная) золото-молибденово-меднорудная минерагеническая зона (5.Cu, Mo,Au/K₂-P)															
Верхнесамаргино-Коппинский прогнозируемый вольфрамово-молибденово-меднорудный район (5.1.Cu,Mo,W)															
28	Бюленей-Талеучинский прогнозируемый золото-меднорудный узел (5.1.1.Cu,Au)	340	Медь	тыс. т	-	-	-	-	-	-	729,0	971,0	729,0	-	
			Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	3,9	5,0	3,9	-
			Серебро	т	-	-	-	-	-	-	-	3600,0	-	3600,0	-
29	Верхнедагдинский прогно-зируемый серебряно-золото-меднорудный узел (5.1.2.Cu,Au,Ag)	620	Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	15,5	-	-	
			Серебро	т	-	-	-	-	-	-	-	-	1240,0	-	-
			Медь	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	1275,0	1825,0	-	-
30	Верхнеботчинский	450	Молибден	тыс. т	-	-	-	-	-	-	530,0	236,0	530,0	-	

№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S) км ²	Полезные ископаемые	Единицы измерения ресурсов	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р для металлических; C ₃ ,D для горючих			Сумма запасов и ресурсов P ₁ +P ₂ C ₃ +D ₁ +D ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)
					A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁ C ₃	P ₂ D ₁	P ₃ D ₂		
	прогно-зируемый полиметалличес-ки-вольфрамо-молибдено-ворудный узел (5.1.3.Мо, W, Pb, Zn)		Вольфрам	тыс. т	-	-	-	-	-	-	275,0	122,0	275,0	-
			Свинец	тыс. т	-	-	-	-	-	-	174,0	225,0	174,0	-
			Цинк	тыс. т	-	-	-	-	-	-	-	51,0	112,0	51,0
31	Токуинский золоторудно-россыпной узел (5.0.1. Au)	710	Золото	т	-	0,05	0,04	0,09	-	-	3,2	14,5	3,29	-
			Серебро	т	-	-	-	-	-	-	-	-	145,0	-
ЯПОНОМОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ														
Западно-Сахалинская нефтегазоносная область (6. Н,Г/ Р-Н)														
Северо-Татарский перспективный нефтегазоносный район (6.1. Н, Г)														
32	Казакевича потенциальная зона нефтегазонакопления (6.1.1. Н,Г)	155	Нефть газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	54	-	54***	0,3 млн. т/км ²
33	Бошняковская потенциальная зона нефтегазонакопления (6.1.2. Н,Г)	680	Нефть газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	304	-	304***	0,4 млн. т/км ²
Углегорский нефтегазоносный район (6.2. Н, Г)														
34	Татарская потенциальная зона нефтегазонакопления (6.2.1. Н,Г)	200	Нефть газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	56	-	56***	0,3 млн. т/км ²
35	Красногорский перспективный нефтегазоносный район (6.3. Н,Г)	750	Нефть газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	7,5	-	7,5	0,01 млн. т/км ²
Южно-Татарская перспективная нефтегазоносная область (7. Н, Г /Р-Н)														

№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S) км ²	Полезные ископаемые	Единицы измерения ресурсов	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р для металлических; C ₃ ,D для горючих			Сумма запасов и ресурсов P ₁ +P ₂ C ₃ +D ₁ +D ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)
					A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁ C ₃	P ₂ D ₁	P ₃ D ₂		
36	Приморская потенциальная зона нефтегазонакопления (7.0.1. Н,Г)	700	Нефть газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	не определены			-	-
ОХОТСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ														
Северо-Сахалинский нефтегазоносный с бурым углем бассейн (8. Н, Г, УБ/Р-N₂)														
37	Центральная зона нефтега-зонакопления (Виахтинский узел угленакопления) (8.0.1.Н,Г,УБ)	300	Нефть	млн. т	-	-	-	-	-	-	3,0	-	3,0	0,01 млн.т/км ²
			Уголь бурый	млн. т	-	-	-	-	-	-	-	2315,0	2315,0	7,72 млн.т/км ²
38	Вал-Дагинский узел угленакопления (8.0.2.УБ)	500	Уголь бурый	млн. т	-	-	-	-	-	-	-	1030	1030	2,06 млн. т/км ²
39	Нышский узел угленакопления (8.0.3.УБ)	360	Уголь бурый	млн. т	-	-	-	-	-	-	-	147	147	0,4 млн. т/км ²
40	Адо-Тымовский узел угленакопления (8.0.4.УБ)	150	Уголь бурый	млн. т	-	-	-	-	-	-	-	305	305	2 млн. т/км ²
Западно-Сахалинский каменноугольный бассейн (9. УК, УБ/К₂-N₁)														
41	Камышовый узел угленакопления (9.0.1.УК)	260	Уголь каменный	млн. т	-	-	-	-	-	-	-	142	142	0,55 млн. т/км ²
Центрально-Сахалинский каменнобуроугольный бассейн (10. УК, УБ/К₂-N₁)														
42	Армудано-Онорский узел угленакопления (10.0.1.УК)	630	Уголь каменный	млн. т	-	-	-	2,7	-	-	-	365,0	367,7	0,58 млн. т/км ²
43	Побединский узел угленакопления (10.0.2.УК)	162	Уголь каменный	млн. т	-	-	-	114,5	-	-	-	528,0	642,5	3,96 млн. т/км ²
Рукутама-Армуданская ртутно-вольфрамо-золоторудная минерагеническая зона (11. Au, W, Hg/Р₁-Q)														
Лангерийский золоторудно-россыпной район (11. 1. Au)														

№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S) км ²	Полезные ископаемые	Единицы измерения ресурсов	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р для металлических; С ₃ ,D для горючих			Сумма запасов и ресурсов Р ₁ +Р ₂ С ₃ +D ₁ +D ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)
					A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		Р ₁ С ₃	Р ₂ D ₁	Р ₃ D ₂		
44	Лангерийский золоторудно-россыпной узел (11.1.1.Au)	790	Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	79,4	79,4	0,1 т/км ²
45	Рукутамский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (11.1.2.Au)	340	Золото	т	-	-	-	-	-	-	-	27	27	0,08 т/км ²
ОХОТСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ														
Северо-Сахалинская нефтегазоносная область (12. Н,Г/Р-N)														
46	Северо-Восточный нефтегазоносный район (12.1. Н,Г/Р ₃ -Q.)	1760	Нефть, газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	172	-	172	-
	Монгинская зона нефтегазонакопления	300	Нефть, газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	52	-	52	-
	Катанглийская зона нефтегазонакопления	600	Нефть, газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	93	-	93	-
	Конгинская зона нефтегазонакопления	700	Нефть, газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	21	-	21	-
	Пограничная зона нефтегазонакопления	160	Нефть, газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	8	-	8	-
Дагинский нефтегазоносный район (12.2. Н,Г)														
47	Ныйская зона нефтегазо-накопления (12.2.1. Н,Г)	1300	Нефть, св. газ	млн. т у.т.	88,5	5,6 334,8	40 50,4	-	-	40	30	-	589,3***	0,453 млн. т/км ²
48	Южно-Кириная зона нефтегазонакопления* (12.2.2. Н,Г)	220	Нефть, газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	80	-	80***	0,4 млн. т/км ²
49	Мынгинская зона нефтегазонакопления**(12.2.3 . Н,Г)	90	Нефть, газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Пограничный нефтегазоносный район (12.4. Н,Г)														

№ пп	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь (S) км ²	Полезные ископаемые	Единицы измерения ресурсов	Запасы категории				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы Р для металлических; C ₃ ,D для горючих			Сумма запасов и ресурсов P ₁ +P ₂ C ₃ +D ₁ +D ₂	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы / S)
					A+B	C ₁	C ₂	Σ A+B+C		P ₁ C ₃	P ₂ D ₁	P ₃ D ₂		
50	Восточно-Рымниковская зона нефтегазонакопления (12.4.1. Н,Г)	300	Нефть, газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	52	-	52***	1,73 млн. т/км ²
Южно-Сахалинская перспективная нефтегазоносная область (13. Н,Г /P-N)														
51	Макаровская потенциальная зона нефтегазонакопления (13.0.1. Н,Г)	350	Нефть, газ	млн. т у.т.	-	-	-	-	-	-	-	133	133***	0,4 млн. т/км ²

Примечание: * Хавынь-Шелеховский золото-ртутный (1.3.Hg,Au) и Гурский олово-вольфрамовый (3.1.W,Sn) рудные районы

на листе М-54 не имеют рудных узлов и выделены для увязки с листом М-53

** Расположены в основном за пределами листа М-54, площади и локализованные ресурсы показаны только в пределах листа М-54

*** Прогнозные ресурсы без учета коэффициента подтверждаемости локализованных ресурсов

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых
по листу М-54 – Александровск-Сахалинский

Группа, под-группа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов (узлов)	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы*
Горючие ископаемые	Нефть и газ	Зоны нефтегазо-накопления – 10**	C ₃	40
			D ₁	110
	D ₂	129,5		
Горючие ископаемые	Нефть и газ	Перспективные зоны нефтегазо-накопления – 5	D ₁	414
			D ₂	133
Цветные металлы	Уголь	7	P ₃	3939
			P ₂	2005,7
	Медь (Cu)	3	P ₂	2796,0
			P ₃	216,0
	Свинец (Pb)	2	P ₂	260,0
			P ₃	51,0
	Цинк (Zn)	1	P ₂	112,0
			P ₃	563,1
	Молибден (Mo)	4	P ₂	416,3
			P ₃	5,0
	Вольфрам (W)	1	P ₁	305,4
			P ₂	157,6
			P ₃	5,0
	Олово (Sn)	3	P ₂	64,0
			P ₃	17,9
Благородные металлы	Золото рудное (Au)	4	P ₂	226,4
			P ₃	0,06
	Золото россыпное (Au)	1	P ₁	0,7
			P ₂	4160,4
	Серебро (Ag)	3	P ₂	1763,5
P ₃			4,47	
Химическое сырье	Алунит (at)	1	P ₁	12,3
			P ₂	60,0
			P ₃	

* Прогнозные ресурсы: Au, Ag – т

Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sn – тыс. т

нефть, газ – млн.т условного топлива

уголь, at – млн. т

** две ЗНГН расположены за пределами листа М-54

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>В.А.Дымович, В.Ф.Евсеев, В.Н.Зеленугин, Е.Н.Нестерова</i>	3
1. СТРАТИГРАФИЯ. <i>В.А.Дымович, В.Ф.Евсеев, А.А.Коноваленко, Л.С.Маргулис, Е.Н.Нестерова, Е.С.Опалихина</i>	14
Пермь–триас	14
Триас.....	16
Триас–юра.....	19
Юра.....	23
Юра–мел.....	31
Мел	34
Мел–палеоген	82
Палеоген.....	86
Палеоген-неоген	109
Неоген	111
Квартер.....	147
2. ЛИТОЛОГИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ДНА АКВАТОРИЙ. <i>А.Н. Деркачев, И.В. Уткин</i>	194
3. МАГМАТИЗМ. <i>В.А.Дымович, В.Ф.Евсеев, Е.С.Опалихина</i>	202
Интрузии юрского возраста	202
Интрузии юрского-раннемелового возраста.....	208
Интрузии раннего мела	211
Интрузии позднемелового возраста.....	218
Интрузии палеоцен-эоценового возраста.....	240
Интрузии эоценового возраста.....	243
Интрузии миоценового возраста	247

4. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ <i>В.Ф.Евсеев, Е.С.Опалихина</i>	251
5. ТЕКТОНИКА. <i>В.А.Дымович, Ю.В. Рыбак-Франко, Л.С.Маргулис, В.Н.Зелепугин, И.В. Беляев</i>	263
6. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>В.А.Дымович, В.Ф.Евсеев</i>	309
7. ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>А.А.Коноваленко, Е.Н.Нестерова, Е.С.Опалихина</i>	319
8. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>А.Ф.Атращенко, С.В.Евсеев, Л.С.Маргулис</i> ..	346
Горючие ископаемые	347
Металлические ископаемые.....	374
Неметаллические ископаемые	404
Подземные воды и лечебные грязи.....	425
9. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>Ф.Атращенко, В.А.Дымович, С.В.Евсеев, Л.С.Маргулис</i>	431
10 ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>В.А.Дымович, Г.А.Хайбулина</i>	487
11 ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>Е.Н.Нестерова, Г.А.Хайбулина</i>	504
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>В.А.Дымович, В.Ф.Евсеев, В.Н.Зелепугин, Е.Н.Нестерова</i>	518
ЛИТЕРАТУРА	522
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых и вторичных геохимических ореолов и потоков, показанных на листе М-54 – Александровск-Сахалинский	560
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений по листу М-54 – Александровск-Сахалинский	588
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу М-54 – Александровск-Сахалинский	597