

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

ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «ДАЛЬГЕОФИЗИКА» (ОАО «ДАЛЬГЕОФИЗИКА»)  
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО- ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ  
МИРОВОГО ОКЕАНА ИМЕНИ АКАДЕМИКА И.С. ГРАМБЕРГА»  
(ФГУП «ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ ИМ. И.С. ГРАМБЕРГА»),

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)

*Серия Дальневосточная*

Лист N-54 – Николаевск-на-Амуре

## ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

**Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-54 – Николаевск-на-Амуре. Объяснительная записка.** - СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014, с. (МПР РФ, Федеральное агентство по недропользованию, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «Дальгеофизика»).

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения, геоморфологии, гидрогеологии, геолого-экономической обстановке Нижнего Приамурья Хабаровского края, Северного Сахалина Сахалинской области и прилегающих участков акватории Охотского моря. Используются данные геологических, геофизических, геохимических и научных исследований по состоянию на 01.01.2014 г., а также собственных полевых работ по доизучению интрузивных образований в привязке к петротипическим массивам. Даны: характеристика всех картографируемых в пределах площади работ геологических объектов, современная оценка прогнозных ресурсов, общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, рекомендации по дальнейшему изучению территории. Комплект ГГК-1000/3, составленный в форме ГИС и увязанный с базами данных, отражает уровень изученности региона и является частью единой информационной системы в сфере недропользования федерального уровня.

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

Таб. 1, ил. 1, библиография. 560, прил. 1.

Авторы

*Шаруева Л. И., Саутченкова Р. А., Макара В. И., Роганов Г. В., Кременецкая Н. А., Опалихина Е. С., Кирьянова В. В., Лазарева Г. В. (ОАО «Дальгеофизика»),  
Кулаков В. В. (ИТиГ ДВО РАН),  
Лопатин Б. Г. (ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга»)*

Материалы по листу N-54 – Николаевск-на-Амуре одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологической картографии.

Научные редактора *Роганов Г. В., Супруненко О. И.*

© Роснедра, 201\_  
© ФГУП «ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского», 201\_  
© ОАО «Дальгеофизика», 201\_  
© ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 201\_  
© Коллектив авторов, 201\_  
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 201\_

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-54 общей площадью 175,14 км.кв включает в себя участки континентальной и островной суши (59,7 кв.км.), а также акваторию Охотского моря (115,44 км. кв.). В административном отношении она охватывает почти полностью Николаевский и частично Тугуро-Чумиканский, Полины Осипенко и Ульчский районы Хабаровского края, а кроме того, Охинский и северную часть Александр-Сахалинского районов Сахалинской области. Большая часть континентальной суши – это горно-таёжная местность, меньшая – заболоченные равнины в пределах крупных континентальных впадин Орельской, Удыль-Кизинской и Усалгинской (рис. 1).

Территория континентальной суши принадлежит бассейну р. Амур, впадающей в Амурский лиман Охотского моря. Наиболее крупными её притоками являются реки Джатка с притоком Ул, Джук с притоками Ясмал и Невагли, Амгунь с крупными притоками Сомня и Им. На юго-западе крупнейшим водосборным бассейном является таковой рек Бичи и меньше – Битки, впадающих в оз. Удыль. Водоразделами между ними являются на севере хребет Мевачан (абс. отм. 285-892 м) его отроги (абс отм. 531-668 м), а в центральной и юго-западной части территории - хребты Омальский (абс. отм. 627-820м.), Омельдинский (абс. отм. 427-872 м), Дымкан (абс. отм. 564-701 м), Чульбат (абс. отм. 938-1055 м), Гадыкский (абс. отм. 950-1269 м) и наиболее протяжённый Чаятынский хребет (абс. отм. 576-978 м). Характер рельефа левобережья р. Амур, судя по абсолютным отметкам преимущественно низкогорный. На севере в междуречье Джапи-Джук он носит мягкий сглаженный характер. Склоны преимущественно пологие, их крутизна обычно 10-20°, редко до 30°. Вершины уплощённые, реже конусовидные, разделённые широкими седловинами. Участками наблюдается холмисто-увалистый рельеф. К северу, особенно в осевой части хр. Мевачан, склоны гор становятся более крутыми, местами обрывистыми с крупноглыбовыми осыпями. Они покрыты елово-пихтовыми, елово-лиственничными лесами с густым подлеском стланика и карликовой берёзки, на гребнях образующие труднопроходимые заросли. Долины рек и ручьёв в различной степени заболочены, особенно в нижних течениях. Рельеф юго-западной части территории листа участками приближается среднегорному (Гадыкский хребет), значительно более расчленённый с превышением водоразделов над тальвегами в пределах 300-500 м. В междуречье Амгунь-Почель-Битки водораздельные гребни хребтов узкие, иногда с отдельными скальными останцами, склоны гор крутые, сильно расчленённые, иногда покрытые каменными осыпями. В восточном и северном направлениях рельеф постепенно выполаживается с уменьшением абсолютных отметок до 300-700 м и превышений до 200-400 м.



В приближении к Удыль-Кизинской впадине горный рельеф местности сменяется обширными заболоченными низменностями с пологосклонными бортами и отдельными холмисто-увалистыми выступами среди равнины и высотами не превышающими 200 м. Характер рельефа территории бассейна лево- и правобережья р. Амур в пределах Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса структурный, определяемый положением отдельных вулканических построек или интрузивных массивов. Форма водоразделов чаще всего дугообразная (хр. Огобинский, Средний, Чёртов), редко близкая к круговой (Худзинский хребет). Иногда это отдельные высоты с радиально расходящимися от них протяженными распадками и долинами ручьёв. Для участков, сложенных платобазальтами характерны плосковершинные платообразные поверхности водоразделов с глубоководными узкими долинами. Показатели абсолютных отметок колеблются от 300 до 700 м, достигая более значимых величин по отдельным вершинам (Центральная-923 м, Черемховского-1011 м, Мы-934 м, Бол. Хузи 948 м, Фигурная-958 м).

Относительно крупные равнинные участки с группами мелкосопочника и островных гор наблюдаются в пределах Чля-Орельской, Удыль-Кизинской и Усалгинской впадин. Они, как правило, заболочены, с многочисленными термокарстовыми западинами и угнетённой древесной и более обильной и разнообразной травянистой и кустарниковой растительностью. В пределах этих площадей находятся крупные озёра - Орель, Чля, Дальжа и Удыль.

Крупнейшей рекой территории континентальной суши является Амур, максимальная ширина долины которого достигает 18 км в районе рек Ема и Масловка, а минимальная – 1300 м у г. Николаевска. Почти всю долину занимает болотистая пойма, изрезанная многочисленными, зачастую судоходными протоками и заросшая высокостойными травами и кустарниками. Глубина Амура на форваторе 10-30 м. Главными притоком Амура является р. Амгунь, пересекающая площадь листа в широтном направлении и являющаяся наиболее коротким судоходным путём, связывающим в летний период Нижнее Приамурье с железнодорожной трассой БАМ. Климат района, муссонный, с ветреной, обычно малоснежной, на большей части территории, продолжительной холодной зимой (конец октября-апрель), короткой весной (май – первая половина июня), прохладным, часто дождливым, летом (до начала сентября) и короткой осенью. Среднегодовая температура отрицательная и составляет -2 -4\*. Наиболее холодный месяц январь (- 20 – 25°), а более тёплый – август (12-18°, иногда в сухой период достигая 35°). Среднегодовое количество осадков колеблется от 200 до 660 мм, из них большее количество выпадает с мая по сентябрь. В восточной части территории климат подвержен влиянию Охотского моря. Осенью здесь теплее, нежели в более континентальной части, а весной – наоборот. В начале

лета северные ветра приносят с собой туманную, с морозящими дождями погоду. По данным Николаевской метеостанции, среднегодовая температура здесь не превышает  $-2,6^{\circ}$ , в январе она составляет около  $-24^{\circ}$  (минимальная  $-47^{\circ}$ ), зима многоснежная (снежный покров до 1,5-2 м). Снежный покров ложится в начале октября, а повсеместно разрушается полностью в конце мая. Вскрытие р. Амура ото льда происходит 10-18 мая. Среднегодовое количество осадков на Нижнем Амуре более значительно, чем в континентальной части и колеблется от 550 до 780 мм.

Растительность района типично горно-таёжная. Это лиственница, ель, пихта, берёза, кедровый стланик. Вдоль рек произрастают ива, тополь, черёмуха. Животный мир беден. Численность крупных животных (лоси, олени, медведи) и пушного зверя (соболь, норка, белка) сокращается из-за частых пожаров. Заметно увеличилось стадо морских обитателей – лахтака, нерпы, ларги, вероятно, по причине ликвидации звероферм, для которых их добывали в качестве корма. В Амуре водятся касатка, язь, чебак, карась и щука, всё реже – калуга и осётр. Значительный объём рыбы приходится на виды, заходящих в пресноводные бассейны на нерест: корюшка, горбуша, летняя и осенняя кета.

Экономически район освоен слабо, население его немногочисленно и уменьшается в последние годы в связи с миграцией в крупные города Дальнего Востока и в западные регионы страны. Основная часть населения проживает в г. Николаевске-на-Амуре (около 30 тыс. жителей). Основными предприятиями города являются судоремонтный завод, морской порт, авиапредприятие, местная ТЭЦ, снабжающая электроэнергией весь город, близлежащие поселки и Многовершинный горнодобывающий комбинат. Кроме того население занято рыболовством, в незначительной степени рыбопереработкой и лесозаготовками. В посёлке Аненские Минеральные Воды функционирует бальнеологическая лечебница краевого значения.

Из сухопутных путей сообщения важнейшее значение имеет автомобильная дорога Хабаровск – Николаевск-на-Амуре. На территории листа проходит её отрезок от южной рамки до пос. Савинское (улучшенная грунтовая дорога без покрытия), от пос. Савинское до пос. Аненские Воды (дорога с покрытием – шоссе) и от Аненских Вод до с. Константиновка на правом берегу Амура (грунтовая дорога), откуда действует паромная переправа до г. Николаевска. Кроме того, от г. Николаевска до пос. Маго и далее до пос. Многовершинный функционирует автомобильное шоссе с твердым покрытием. В постоянной эксплуатации находятся также грунтовые дороги Николаевск-Озерпах, Николаевск - Власьево. Имеются многочисленные тупиковые лесовозные дороги, приходящие в негодность по окончании их использования. Город Николаевск связан с внешним миром авиационным, речным и морским транспортом. Немаловажное значение имеет транспорт-

ная система рек Амур-Амгунь, позволяющая обеспечивать связь и снабжение посёлков прибрежной части этих рек.

Обнажённость района очень плохая. Коренные выходы горных пород имеются только на подмываемых берегах крупных рек, на морском побережье, на крутых склонах в гольцовой зоне хребтов, иногда в их водораздельной части.

Геологическое строение континентальной части суши листа весьма разнообразно. В нём принимают участие образования Амуро-Охотской и Сихотэалинской складчатых систем, магматогенные формации Нижнеамурского интрузивного ареала и Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, а также платобазальты и наложенные впадины кайнозойского этапа развития территории. Важную роль в геологической характеристике территории играют четвертичные отложения, вмещающие многочисленные россыпи золота.

Островная часть суши территории листа - это северная часть о. Сахалин. В орографическом отношении она делится на две части: северную и южную. Для северной, п-ов Шмитд, характерен низкогорный расчленённый рельеф с выделением Западного и Восточного хребтов и разделяющей их Пиль-Диановской низменности, ориентированных в едином северо-западном направлении. Восточный хребет – это цепь конусовидных вершин с абсолютными отметками в среднем от 400 до 600 м и с крутыми восточными склонами, зачастую у береговой линии завершающиеся обрывами высотой до 200 м (мыс Елизаветы). Наиболее значимые высоты - горы Тумвнит (абс.отм. 598 м), Удот (абс.отм. 552 м) и Бакланья (абс.отм. 539 м). В юго-западной части от Восточного хребта обособляется Трёхбратский горный массив с абсолютной отметкой 632 м (г. Правый Брат). Превышения высот в пределах хребта колеблются чаще всего от 200 до 250 м. иногда достигая 400 м. Западный хребет состоит из обособленных в рельефе горных массивов Глена (294 м), Эспенберга (485 м) и Шмидта (233 м) на фоне холмистых участков. Склоны гор крутые или средней крутизны, иногда обрывистые, превышения составляют 80-100 м. Пиль-Диановская низменность представляет собой холмисто-увалистую равнину с абсолютными отметками на севере 50-100 м, в центральной части – 100-150 м, а на юге 50-90 м.

Южная часть островной суши о. Сахалин на территории листа представлена возвышенной холмисто-увалистой Северо-Сахалинской равниной. На фоне её в западной и восточной частях выделяется серия невысоких пологих, субмеридионально вытянутых, возвышенностей с абсолютными отметками от 70 до 120 м. В северной части к востоку от оз. Сладкое эта возвышенность получила название Люгинский хребет (максимальные отметки 100-105 м, г. Байкал). В южном направлении высота этих возвышенных гряд посте-

пенно увеличивается: в западной гряде до 188 м в междуречье Чингай-Пырки и достигает своего наивысшего значения 537,2 м на г. Вагис, где формирует одноимённый хребет, являющийся северными отрогами Камышового хребта. Восточная гряда, на севере не превышающая абсолютных отметок 70-122 м, в южном направлении возрастает до 386 м в верховьях р. Парамой, а на крайнем юге переходит в северные отроги Набильского хребта с максимальной отметкой на г. Даахурия 599,0 м. Разделяет эти гряды низменная, местами заболоченная поверхность со слабо врезанными речными долинами. Абсолютные отметки этой поверхности на севере составляют 30-50 м, а на юге 60-100 м.

Наиболее крупными реками на п-ове Шмидт являются Валовая, Диановская, Пильво, в горной части характеризующиеся быстрым течением, русла их порожисты, нередко сопровождаются водопадами высотой до 20 м. В низовьях они приобретают равнинный характер с широкими (до 200 м) заболоченными долинами и спокойным медленным течением. Реки Северо-Сахалинской равнины в большинстве своём имеют спокойный характер, медленное течение (0,5-1,5 м/сек), русла их широкие меандрирующие. Долины имеют множество проток, стариц и небольших озёр, поймы заболочены и трудно проходимы. Ширина рек 10-30 м при глубине 1-1,5 м. В приустьевой части ширина их достигает 60 м, а глубина увеличивается до 3-4 м. Становление рек происходит в октябре-начале ноября, а вскрытие – в начале мая. Наиболее крупными реками равнинной части являются Лангры, Кадыланья, Теньги, Пильтун, Уанга, Вал, Аскасай и Дага. Сколько-нибудь значимого значения для судоходства они не имеют, возможно плавание только на маломерных лодках. Воды рек чистые и пригодные для употребления без дополнительной очистки за исключением районов нефтедобычи. Климат муссонный с холодной продолжительной зимой и с коротким дождливым, но достаточно тёплым летом. Среднегодовая температура колеблется от  $-1^{\circ}$  на севере до  $-2,1-2,9^{\circ}$  - на юге территории. Самый холодный месяц – январь с температурами от  $-16^{\circ}$  -  $19^{\circ}$  (иногда до  $-36-46^{\circ}$ ) на севере до  $-3-9^{\circ}$  (иногда до  $-27^{\circ}$ ) на юге. Самый тёплый месяц август. Колебания температур в этот месяц менее значимы и составляют  $+11-+14^{\circ}$ , в особо тёплые дни достигая  $+35-+36^{\circ}$ . Первые заморозки, а затем и морозы начинаются с конца сентября и заканчиваются в начале мая. Среднегодовое количество осадков колеблется от 500 до 700 мм, большая часть их приходится на период с конца мая по октябрь.

Экономически северная часть острова Сахалина освоена очень слабо. Наиболее крупным населённым пунктом является районный центр пос. Оха - центр нефтегазодобывающей промышленности. Численность населения его около 30000 человек. Железнодорожными линиями и автомобильными дорогами пос. Оха связан с портовым пос. Москальво и с г. Южно-Сахалинском. От ст. Лагури железнодорожной линии Оха-



Москальво и от ст. Даги железной дороги Оха-Южно-Сахалинск имеется автомобильная грунтовая дорога до пос. Погиби на западном побережье о. Сахалин, от которого налажена паромная связь через Татарский пролив с пос. Лазарево и далее с континентальной сушей. Мелкие и немногочисленные населённые пункты расположены вдоль железнодорожных линий. Основной род занятости населения это разработка нефте-газоносных месторождений, обслуживание газопровода от пос. Лангури до г. Комсомольск-на-Амуре, в меньшей мере – лесозаготовки, рыбный промысел, добыча строительного камня в карьере Трёхбратского горного массива.

Акваториальная часть листа N-54 расположена в юго-западной части акватории Охотского моря, включая северо-восточный шельф о. Сахалин, Амурский лиман, Сахалинский залив, Удскую Губу и ограничен координатами: 138-144° в.д. и 52-56° с.ш. В административном отношении район входит в Сахалинскую область и Хабаровский край. Наиболее крупный порт в районе – Николаевск-на-Амуре.

Береговая линия рассматриваемой акватории имеет весьма неровные очертания с глубоко вдающимися в сушу заливами и выступающими в море мысами. Вдоль побережья широко развита осушка (до 7 км). Глубина дна акватории находится в интервале 0-880 м.

В структурном отношении северо-западная часть акватории относится к Охотско-Шантарскому бассейну (ОШБ), а большая восточная часть - к Северо-Сахалинскому бассейну (ССБ), а в целом - к приматериковой части Охотоморского геоблока, к зоне перехода от континента к Тихому океану. Для этой зоны характерно развитие окраинно-морских рифтогенных прогибов на континентальной и утоненной субконтинентальной коре. Бассейны заложились на гетерогенном фундаменте, сложенном складчатыми структурами мезозойских Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской и кайнозойской Хоккайдо-Сахалинской систем. Чехол представлен палеогеновыми и неогеновыми толщами, а в погруженных зонах – возможно, и поздне меловыми вулканогенными образованиями.

Юго-восточный край Охотско-Шантарского бассейна отделен от Северо-Сахалинского бассейна группой поднятий фундамента на продолжении Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса.

Северо-Сахалинский бассейн, охватывающий территорию Северного Сахалина и прилегающую акваторию Охотского моря, протягивается в меридиональном направлении через всю площадь листа. Значительную часть бассейна занимает Хоккайдо-Сахалинская аккреционная система, представляющая собой межблоковую коллизионную структуру на границе Охотоморской и Амурской плит. Эта система характеризуется активной поздне-мезозойской – кайнозойской геодинамикой и ограничена с востока и запада литосферными разломами.

Фундамент, сложенный позднемезозойскими вулканогенно-кремнистыми и вулканогенными образованиями, погружается на 1,5 км на поднятиях, до 5,0 км в опущенных блоках.

Поверхность шельфа представляет выровненную абразионно-аккумулятивную равнину, осложненную различными мезо- и микроформами рельефа. В районах, примыкающих к крупным депрессиям и к Северо-Сахалинской равнине, развиты обширные мелководные участки дна, сложенные песчано-алевритовыми осадками. Под слоем донных осадков фиксируются плейстоценовые континентальные отложения и погребенные речные долины.

В районах, примыкающих к областям поднятий, узкая прибрежная мелководная зона быстро сменяется сложно расчлененным материковым склоном: обычны скалистые бенчи и абразионные останцы на значительном удалении от берега. Руслу рек на шельфе несут следы переуглубления и глубоко врезаны в бенч.

Побережье Северного Сахалина - классическая область низких берегов. Восточное побережье имеет большое количество заливов, озер и лагун, которые отделены от моря узкими песчаными барами.

*Климатические* условия характеризуются суровой зимой при северных и северо-западных ветрах и относительно теплым летом с преобладанием восточных и юго-восточных воздушных масс с Тихого океана.

Среднегодовая температура воздуха над Охотским морем составляет  $-3, -5^{\circ}\text{C}$ ; безморозный период длится 150-170 дней (с мая по октябрь), абсолютный минимум температуры воздуха  $-40^{\circ}\text{C}$ .

Годовая сумма осадков составляет над Охотским морем 350-550 мм, основное количество (80-90 %) выпадает с апреля по октябрь. Ветер имеет хорошо выраженную сезонную направленность: зимой северо-западный и западный, летом восточный и юго-восточный. Наибольшая скорость ветра (северного) достигает 40 м/сек. Для побережья Охотского моря характерны горно-долинные ветры и бризы. Средняя многолетняя высота волн находится в пределах 0,5-1,0 м, наибольшая высота волн – до 7 м.

Температура поверхности Охотского моря в августе составляет  $+10-15^{\circ}\text{C}$ , а придонная температура характеризуется отрицательными значениями до  $-1,8^{\circ}\text{C}$ . Соленость воды около 30-33%, на опресненных речным стоком участках - менее 3%.

Преобладающие глубины моря в Охотско-Шантарском бассейне составляют 100-150 м (наибольшие около 200 м, а наименьшие, в Амурском лимане — менее 10 м).

В Северо-Сахалинском бассейне глубины вблизи бровки склона Дерюгинской впадины превышают 700 м.

Для течений Охотского моря характерна циклоническая (против часовой стрелки) система: вдоль западного побережья моря течение направлено к югу, к Шантарским островам, далее в направлении Сахалинского залива - на юго-восток. Наибольшие скорости течений в прибрежной зоне достигают 20 см/с, в Сахалинском заливе - 35 см/с, а в более мористых районах они слабее.

Для рассматриваемой акватории характерны полусуточные приливы. В Амурском лимане и в узких заливах при сильных северных ветрах наблюдаются штормовые нагоны воды до 2-3 м.

Особенностью ледового режима является дрейфующий лед. Неподвижный в течение зимы лед (припай) существует в Амурском лимане, в Сахалинском заливе и в узких заливах, где судоходство практически прекращается с конца октября по конец июня.

**Геологическая изученность** Территория суши, принадлежащая Хабаровскому краю, в 1950–1960 гг. была покрыта геологическими съемками масштаба 1:200 000, по результатам которых подготовлены к изданию и изданы листы Госгеолкарты-200 (первое издание). Большая часть этих материалов к настоящему времени значительно устарела. На территориях листов N-54-XXI, -XXVII, -XXXIII в 1995–2002 гг. проведено ГДП-200. Для двух первых листов эти работы завершились подготовкой к изданию комплектов Госгеолкарты-200/2 и их утверждением НРС МПР. Результаты работ на территории третьего листа освещены в информационном отчете. В настоящее время завершено ГДП-200 территории листа N-54-XXXII [10] и N-54-XXXIII (Добкин, 2013).

В 1960–1980 гг. около 65 % площади материковой суши, принадлежащей листу N-54, охвачено геологическими съемками масштаба 1:50 000 с сопутствующими поисковыми работами. В связи с тем, что работы проводились в разные годы и разными исполнителями, представления которых о стратиграфии и магматизме региона по мере накопления новых геологических данных эволюционировали во времени, составленные геологические карты оказались плохо увязанными между собой. Многие из них к настоящему времени не соответствуют требованиям, предъявляемым к картам крупного масштаба. Проблема увязки этих геолого-картографических материалов в той или иной мере была решена при составлении сводной геологической карты Хабаровского края масштаба 1:1 000 000 в рамках объекта «Создание атласа карт геологического содержания на территорию Хабаровского края и ЕАО, включая прилегающие районы КНР...» [5].

Геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 на северной части острова Сахалин были завершены к началу 1980-х годов. Часть территории, на рубеже XX и XXI столетий, подверглась геологическому доизучению (листы N-54-XVII, -XXII, -XXIII, -XXIV) с подготовкой к изданию комплектов Госгеолкарты-200/2. Незначительная часть

территории в пределах листов N-54-XVII, -XXXV была закартирована в масштабе 1:50 000. Много ценной геологической информации по Северному Сахалину было получено при выполнении геофизических работ и бурении скважин на нефть и газ.

Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 (новая серия) составлена в 1973 г. по материалам ГСР-200 и издана в 1975 г. в разграфке листа N-(53)-54 [147]. Она включает карту дочетвертичных отложений и карту полезных ископаемых территории суши, карту четвертичных отложений на территории суши, акватории Охотского моря и Татарского пролива. Изданные карты морально устарели, т.к. не учитывают новые геологические материалы, полученные в ходе геолого-съёмочных, геофизических и поисковых работ, проведенных за последние 40 лет. За истекшее время возникли новые геологические концепции, расширились требования к геолого-картографической продукции, прежде всего с внедрением компьютерных технологий.

К настоящему времени на территории листа в результате разномасштабных геолого-съёмочных и поисковых работ получена новая обширная информация, позволяющая весьма существенно изменить имеющиеся представления о геологии и минерагении как сухопутной, так и морской ее частей. В материковой части суши выявлены новые перспективные проявления золота и серебра, о контурены новые рудно-россыпные районы и рудно-россыпные узла вне их пределов. Претерпели существенные изменения представления о стратиграфии и магматизме мезозойских образований Нижнего Амура. На о. Сахалин, присахалинском участках шельфа выявлено и частично разведано более 20 нефтегазоносных площадей, открыты крупные месторождения нефти и газа, обоснованы перспективы обнаружения новых месторождений углеводородов.

**Геофизическая изученность.** Свыше 80 % площади материковой суши в пределах листа покрыто вертолетной 5-канальной аэрогаммаспектрометрической съемкой масштаба 1:50 000, незначительная ее часть (в пределах листов N-54-XX, -XXV, -XXVI) – аэромагнитной и двухканальной самолетной съемкой масштаба 1:25 000. Вся материковая территория охвачена гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000.

Территория островной суши покрыта аэромагнитной и гравиметрической съемками масштаба 1:200 000. Большой объем наземных геофизических работ, выполненных здесь различными организациями с целью оценки перспектив нефтегазоносности территории, включает глубинное сейсмическое зондирование, сейсмопрофилирование МОВ НСП, МОВ ОНП и другие виды исследований.

Опережающая ГФО-1000 составлена в 2000 г. (Геологоразведка).

**Геохимическая изученность.** Литохимическое опробование по потокам рассеяния в масштабе 1:1 000 000 (МГХК-1000) проведено в 1986–1991 гг. по всей площади

материковой суши. Более детальными работами охвачено около 80 % площади, из них в масштабе 1:500 000 – около 17%, в масштабе 1:50 000 и крупнее – 63%. Не охвачены литохимическими поисками около 20% территории – главным образом, низменные заболоченные участки межгорных впадин.

Геохимическая изученность территории листов N-54-XXXIV, -XXXV, -XXXVI о. Сахалин отвечает масштабу 1:200 000, незначительная площадь листа N-54-XVII – масштабу 1:50 000. Остальная, низменная, часть территории Северного Сахалина кондиционными материалами среднемасштабной геохимической съемки не обеспечена.

Опережающая ГХО-1000 создана в 2008 г. (ИМГРЭ).

**Гидрогеологическая изученность.** За исключением территории листа N-54-XXXII на всю материковую часть суши в конце 50–60 годов прошлого столетия в комплексе с геологическими картами были составлены гидрогеологические и инженерно-геологические. К настоящему времени геологическая основа этих карт и методологические принципы их составления в значительной мере устарели.

Часть территории о. Сахалин, располагающаяся севернее параллели 62°40', покрыта гидрогеологической съемкой масштаба 1:200 000 (листы N-54-XVII, -XXII, -XXIII, -XXVIII, -XXIX, -XXX).

**Изученность акваториальной части территории листа.** Геологическое изучение акваториальной части листа относится к началу прошлого века, когда в 1916-1919 годах в Шантарском районе Охотского моря впервые были подняты и описаны донные грунты. Результаты работ этой экспедиции положены в основу Лоции Охотского моря, изданной в 1950 г. В этот же период Линдбергом высказана гипотеза о неоднократных четвертичных трансгрессиях и регрессиях моря.

В 50-60-х годах началось систематическое комплексное изучение морей, и в частности Охотского моря. Институтом Океанологии АН СССР и другими организациями (НИС «Витязь»). Новые данные о подводном рельефе, рассмотренные с тектонических позиций, позволили сделать вывод о существовании в северо-западной части Охотского моря устойчивой платформенной области, не захваченной третичной складчатостью и испытавшей недавнее погружение.

Исследования вещественного состава грунтов позволили выделить 5 горизонтов (литология, спорово-пыльцевые комплексы и диатомеи), 4 из которых относятся к поздне-четвертичному времени, а верхний является современным.

Из прочих исследований, проведенных на «Витязе», следует отметить работу В.П. Петелина, который по результатам минералогического анализа выделил Амурско-

Сахалинскую и Восточно-Сахалинскую минералогические провинции шельфа, находящиеся под влиянием береговых питающих провинций.

На акватории с конца 60-х годов и по настоящее время выделяются три основных направления. Первое - региональные геолого-геофизические исследования, направленные на изучение геологического строения, проводимые в основном научными организациями. Второе - поисковые геофизические и буровые работы, направленные на выявление нефтегазоносных структур в пределах акваторий, прилегающих к о-ву Сахалин, и более мелкомасштабные - в западном Пришантарском районе. Третье направление - поисковые работы на прибрежно-морские россыпи твердых полезных ископаемых, проводимые в зоне мелководного шельфа вдоль всего побережья.

С начальным этапом геологоразведочных работ на *Присахалинском шельфе* связаны гравимангнитная и аэромагнитная съемки, региональные профили КМПВ и параметрическое бурение (1961-1975 гг.). Комплексные геофизические исследования, включающие сейсморазведку МОВ, гравиметрическую и гидромагнитную съемки в рассматриваемом районе, были начаты ОАО «Дальморнефтегеофизика» (в дальнейшем ДМНГ) в 1975 году. Сейсмические наблюдения первоначально выполнялись по системе однократного непрерывного прослеживания (МОВ-ОНП), а с 1978 г. окончательно вводится методика многократного профилирования (МОВ-ОГТ) и цифровой способ регистрации.

Период с 1976 по 1990 гг. характеризуется здесь широким разворотом работ на шельфе и созданием основной ресурсной базы углеводородов, В 1975 г. было подписано генеральное соглашение между СССР и Японией по Сахалинскому региону, а в 1977-79 годах были открыты крупные морские Одоптинское и Чайвинское нефтегазоконденсатные месторождения. После завершения в 1983 г. геологоразведочных работ по Генсоглашению сахалинские нефтегазоразведочные предприятия продолжали освоение нефтегазового потенциала присахалинского шельфа собственными силами. Кроме Одоптинского и Чайвинского были открыты крупные морские Лунское, Пильтун-Астохское и Аркутун-Дагинское нефтегазоконденсатные и газовые месторождения.

В 1974-1988 годах М.А Шпеталенко, В.Г. Шмулёвым, А.А. Рязанцевым, В.П. Казазаевым при проведении поисковых работ в мелководной зоне Пришантарья выявлен ряд россыпей проявлений золота, иногда с сопутствующими магнетитом, ильменитом, цирконом и хромитом. Особенно следует отметить опытно-производственную геологическую съемку масштаба 1:200 000, сопровождаемую геофизическими и поисковыми работами, выполненную в 1981-84 годах в Сахалинском заливе под руководством А.А. Рязанцева. В результате были выделены золото-россыпные узлы и определены прогнозные ресурсы золота по кат. Р<sub>3</sub>, а также разработана стратиграфическая схема чет-

вертикальных отложений, которую можно распространить на всю мелководную зону шельфа рассматриваемого района

В 1992-1995 годах А.А. Рязанцев обобщил результаты ранее выполненных исследований в теме «Разработка региональных стратиграфических схем четвертичных отложений шельфа Японского, Охотского и Берингова морей», завершив составление стратиграфических схем четвертичных отложений наиболее изученных районов шельфа дальневосточных морей [441].

Проект ОАО «Дальморгеология» «Проведение геологической съемки масштаба 1:1 000 000 шельфа Охотского моря в пределах листов N-53,54 с использованием материалов геологической съемки шельфа масштаба 1:200 000» [308] предполагал выполнение значительных объемов морских исследований, но остался незавершенным по причине недофинансирования.

В 2005-2008 годах силами ОАО «Дальморнефтегеофизика» [324] проведено комплексное региональное геолого-геофизическое изучение Шантарско-Лисянской и Северо-Сахалинской перспективных нефтегазоносных областей. Выделено и прослежено шесть сейсмических горизонтов, отражающих морфологию акустического фундамента и строение кайнозойского осадочного чехла. Выявлены новые зоны возможной нефтегазоносности и нефтегазоносные ловушки, подсчитаны прогнозные и локализованные ресурсы. К настоящему времени создана структурная основа нефтегазопоисковых работ и выявлены почти все нефтегазоносные и перспективно-нефтегазоносные структуры. Перспективные районы Сахалинского шельфа разделены на 16 лицензионных блоков, объединенных в 9 крупных проектов («Сахалин-1-9»).

Большое значение для выполнения работ по составлению ГК-1000/3 акваториальной части листа N-54 - Николаевск-на-Амуре представляют результаты регионального изучения геологического строения и нефтегазоносности в пределах Шантарско-Лисянской перспективной нефтегазоносной области и северо-западной части Северо-Сахалинской нефтегазоносной области, выполненные в 2005-2008 годах ОАО «Дальморнефтегеофизика» [324]. Они включали сейсморазведку МОВ ОГТ, гравиразведку и магниторазведку в объемах соответственно 7039, 7000 и 5300 пог. км. В результате прослежено шесть сейсмических горизонтов, отображающих морфологию акустического фундамента и строение всего кайнозойского осадочного чехла. Проведена корреляция сейсмического разреза с подразделениями Примагаданского шельфа и Северного Сахалина. Выделено семь сейсмических комплексов: Fa (верхний мел-палеоцен?), E (эоцен-олигоцен?), D (нижний-средний миоцен), C (средний-верхний миоцен), B (верхний миоцен — нижний плиоцен), A (средний-верхний плиоцен), A' (эоплейстоцен - голоцен). Постро-

ены в масштабе 1:500 000 структурные карты, карты мощности осадочного чехла, структурно-тектоническая и палеофациальные карты, карта нефтегеологического районирования, карта распределения плотности прогнозных ресурсов УВ по категории Д<sub>2</sub>. В масштабе 1:2500 000 составлены схемы аномального магнитного поля и аномалий силы тяжести в редукциях Фая и Буге ( $\sigma$ -2,3 г/см<sup>3</sup>). Выявлены новые зоны возможной нефтегазоносности и нефтегазоперспективные ловушки. Подсчитаны прогнозные локализованные ресурсы.

В изданных в 2009 г. листах ГК-200 000 Сахалинской серии (N-54-XVII; N-54-XXII, N-54-XXIII; N-54-XXIV) Сахалинской ГРЭ, акватория закартирована весьма схематично по данным имеющихся сейсмических профилей без выполнения донного пробоотбора и мелкого бурения.

Бурение морских скважин в пределах рассматриваемого района проводилось в основном на площадях Сахалин-1 и Сахалин-2 (материалы по этим скважинам пока не опубликованы). Привязка сейсмических комплексов к хроностратиграфической шкале производилась по данным буровых скважин на суше (Астрахановская-2) и скважин на смежной акватории (Магаданская-1). Поисковая скважина Астрахановская-2 глубиной 3170 м не вышла из разреза миоценовых пород, а плиоценовая часть не задокументирована. В первую очередь использовались материалы по параметрической скв. Магаданская-1 глубиной 3175 м, которая вскрыла на Примагаданском шельфе вулканогенно-осадочный фундамент на глубине 2910 м. Разрез этой скважины характеризует относительно глубоководные кремнисто-глинистые фации олигоцена-миоцена и по этим свойствам ближе к разрезам Северо-Сахалинского бассейна, чем Пришантарья.

Большую роль в изучении строения земной коры акватории листа N-54 и Охотского моря в целом сыграли работы по объекту «Создание опорного геолого-геофизического профиля 1-ОМ (Шантарские о-ва - Северные Курилы), выполненные в 2009-10 гг. под руководством ОАО «Севморгео» [443]. Этот профиль пересек в широтном направлении Охотское море в пределах листа N-54. Для решения поставленных задач на профиле 1-ОМ был выполнен комплекс геофизических и геологических исследований, включающий сейсмические работы МПВ-ГСЗ, МОВ-ОГТ, непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП), набортные гравиметрические и гидромагнитные измерения, донное опробование, газогеохимические исследования.

В пределах листа профиль пересекает Амуру-Охотский и Сихотэ-Алинский блоки коры. В соответствии с данными ГСЗ в разрезе консолидированной коры континентального типа выделяются два крупных элемента, условно определяемые как «гранитная кора» и «базальтовая кора», разделенные, в свою очередь, на условные: базальт-



диоритовый и базальтовый горизонты. В пределах выделенных блоков коры верхний («гранитный») слой имеет в целом наибольшую (в среднем около 12 км) мощность и относительно однородный состав.

Строение верхнего супракрустального комплекса коры характеризуется по геофизическим данным наиболее детальной расчлененностью и имеет наибольшее значение для решения вопросов тектонического районирования и обоснования нефтегеологического разреза.

# 1. СТРАТИГРАФИЯ

## 1.1 Амуро-Охотская складчатая система

### 1.1.1. Удско-Шантарская СФЗ. Тыльская подзона

#### 1.1.1.1. Силур

##### Нижний отдел

*Тылякачанская толща* ( $S_1^{?tl}$ ) сложена глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, кремнисто-глинистыми и кремнистыми породами, базальтами, их туфами, песчаниками, алевролитами, брекчиями, известняками, олистолитами известняков с фосфоритами. Они предположительно слагают небольшой участок шельфовой зоны акватории Охотского моря к северу от о. Бол. Шантар, где перекрыты образованиями чехла Охотоморской плиты. Выходы ее на территории суши известны в непосредственной близости от западной рамки листа N-54 на о. Феклистова. В береговых обрывах Удской губы изучен разрез толщи. Базальные горизонты разреза неизвестны. Нижняя часть разреза мощностью 650 м сложена преимущественно туфами базальтов с пластами (10-90 м) кремнистых пород, глинистых и углисто-глинистых сланцев, реже песчаников, а также с глыбами (до 200 м) известняков. Глинистые сланцы содержат линзы органогенно-обломочных известняков с брахиоподами отряда Orthida. Средняя часть толщи (350 м) представлена кремнистыми породами и глинистыми сланцами с редкими пластами туфов базальтов, а верхняя (520 м) – грубым переслаиванием (через 20-75 м) глинистых сланцев, кремнисто-глинистых пород, базальтов и их туфов. Остатки брахиопод в породах толщи датируют ее возраст от среднего ордовика до раннего силура. Решениями IV ДВМРСС (1990) и Легендой ДВ серии для тылякачанской толщи условно принят раннесилурийский возраст.

#### 1.1.1.2. Девон

##### Нижний отдел

*Свита мыса Топазного* ( $D_{1tz}$ ) выделена С.И. Гороховым и В.Б. Карауловым в юго-западной части о. Бол. Шантар, при изучении коренных обнажений в береговых обрывах губы Якшина (Горохов, 1978). Свита представлена полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с черными алевролитами, прослоями и пачками кремнистых пород и туффитов, горизонтами глыбовых брекчий и единичными линзами основных вулканитов и мраморизованных известняков. На территории листа свита закартирована в северо-восточной части о. Бол. Шантар в полосе шириной около 25 км от мыса Северо-

Восточный и далее на юго-запад. Базальные горизонты свиты неизвестны, т.к. низы ее «срезаны» тектоническим нарушением.

Разрез большей части свиты изучен по береговым коренным обнажениям к северо-западу от мыса Северо-Восточный, где наблюдаются: 1. Песчаники полимиктовые среднезернистые с прослоями (2-5 см) алевролитов и пачками (5-20 м) алевролитов и их тонкого (0,04-0,08 м) переслаивания с песчаниками – 300-350 м. 2. Алевролиты тонкослоистые с редкими прослоями (0,05-0,15 м) полимиктовых песчаников и пачками их тонкого ритмичного переслаивания – 200-220 м. 3. Песчаники полимиктовые среднезернистые с редкими прослоями алевролитов – 140-160 м. 4. Алевролиты тонкослоистые с прослоями до 0,5 м полимиктовых песчаников – 80-100 м. 5. Переслаивающиеся алевролиты и песчаники в низах с пачками средне-крупнозернистых песчаников (15-20 м) и ритмичного переслаивания алевролитов и песчаников (25-30 м). В алевролитах содержатся споры и пыльца *Leiostriletes microrugosus* (Jbr.) Naum., *L. rotundus* Naum., *Stenozonotriletes laevigatus* Naum. – 260-280 м. 6. Алевролиты окремнелые с прослоями (2-8 м) полимиктовых песчаников, редко туффитов. В верхах – пачки мелкозернистых песчаников (40 м) и кремнистых пород (4-35 м) – 180-220 м. 7. Кремнистые породы светло-серые и зеленовато-серые с прослоями (1-5 м) окремнелых алевролитов и зеленых туффитов – 120-140 м. 8. Алевролиты окремнелые с прослоями и линзами кремнистых пород и седиментационных брекчий – 200-220 м. Видимая мощность свиты по разрезу – 1480-1690 м. В целом для свиты мыса Топазного характерно преобладание терригенных пород, зачастую ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов, с преобладанием первых из них. В обломочном материале терригенных пород наряду с кварцем и полевым шпатом в значительном количестве присутствуют обломки кремнистых, терригенных и эффузивных пород. По латерали пачки, сложенные массивными песчаниками, сменяются пачками тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, а туффиты – кремнистыми породами. Полная мощность свиты, с учетом данных по смежной с запада территории листа N-53, составляет 2200 м. Находки органических остатков в отложениях свиты редки и представлены неопределимыми реликтами радиолярий и спикулами губок. Вышеприведенный спорово-пыльцевой комплекс, по мнению А.М. Медведевой, характерен для девонских отложений.

#### Нижний и средний отделы

*Озерная свита* (D<sub>1-2oz</sub>) выделена С.И. Гороховым и В.Б. Карауловым в 1965 г. (Горохов, 1978). Свита сложена серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися (часто ритмично) с черными алевролитами, отдельные прослои кремнистых пород и кварцитов. Свита полосой северо-восточного простирания ши-

риной 15-18 км прослеживается от северного побережья о. Бол. Шантар от бухты Панкова на юго-запад вглубь острова.

Разрез свиты изучен по береговым обнажениям острова в районе бухты Панькова. В основании свиты залегает пачка мощностью 600-700 м серых и зеленовато-серых кремнистых пород с прослоями окремнелых песчаников и алевролитов, согласно залегающая на алевролитах свиты мыса Топазного. Выше наблюдаются: 1. Кремнистые породы светло-серые, желтоватые, сургучные с прослоями и пачками (до 50 м) окремнелых алевролитов, зеленокаменных эффузивов и седиментационных брекчий – 600 м. 2. Алевролиты окремнелые с частыми прослоями (до 12 м) кремнистых пород и редко – мелкозернистых песчаников – 140-160 м. 3. Переслаивающиеся (через 30-50 м) пачки полимиктовых песчаников и окремнелых алевролитов – 220-250 м. 4. Алевролиты с прослоями (до 30 м) кремнистых и кремнисто-глинистых пород с редкими маломощными прослоями туфов – 220-250 м. 5. Песчаники среднезернистые, иногда крупно- и грубозернистые, с маломощными прослоями алевролитов и седиментационных брекчий – 200-250 м. 6. Алевролиты окремнелые с прослоями песчаников кремнистых и кремнисто-глинистых пород и пачками ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов – 300 м. Мощность по разрезу около 1800 м. Для свиты характерно преобладание пестро-окрашенных кремнистых пород в ее нижней половине (600-700 м) и песчаников ритмично переслаивающихся с алевролитами – в ее верхней части.

Органических остатков, за исключением редко встречающихся плохой сохранности неопределимых скелетов радиолярий в кремнистых породах, в свите не обнаружено. Ранне-среднедевонский возраст ее определяется согласным налеганием на нее свиты мыса Горбатого, содержащей ископаемую фауну низов среднего девона.

#### Средний отдел

*Свита мыса Горбатого (D<sub>2gb</sub>)* выделена Л.И. Красным и Г.С. Ганешиным в 1948 г. на западном побережье о. Бол. Шантар. На территории листа свита развита только на о. Бол. Шантар близ оз. Большое. Представлена она диабазами, спилитами, туфами основного состава, туффитами и пестроокрашенными кремнистыми породами с прослоями окремнелых алевролитов и песчаников, согласно залегающими на озерной свите.

Разрез нижней части свиты изучен по береговым обрывам о. Бол. Шантар, в районе бухты Панкова. Здесь на терригенных породах озерной свиты залегают: 1. Кремнистые породы серые и розовато-серые, местами яшмовидные с прослоями алевролитов, миндалекаменных диабазов и кремнисто-глинистых пород – 100-110 м. 2. Грубо переслаивающиеся окремнелые алевролиты и песчаники – 35-40 м. 3. Кремнистые породы с маломощ-

ными (до 6 м) прослоями туффигов и диабазов в основании – 60-70 м. 4. Алевролиты окремненные – 35 м. 5. Кремнистые породы с прослоями и пачками туффигов и диабазов – 150 м. 6. Диабазы миндалекаменные – 60-70 м. 7. Кремнистые породы кирпично-красные и сургучные с прослоями и линзами зеленых туффигов – 100-120 м. Общая видимая мощность свиты по разрезу – 480-595 м. Верхняя часть свиты изучена на смежной с запада территории листа М-54, где кроме вышеперечисленных разностей в ее составе отмечаются агломератовые лавы основных вулканитов, а также линзы мраморизованных известняков, известковистых брекчий, гравелитов, конгломератов и глыбовых брекчий. Полная мощность свиты достигает 1400 м.

На территории смежного с запада листа М-54 в известняках, алевролитах и туффигах в районе мыса Горбатый С.А. Салуном и Б.В. Карауловым (Горохов, 1978) собрана ископаемая фауна криноидей и ругоз, определенных Г.А. Стукалиной и Е.А. Модзалевской как среднедевонские (эйфельский ярус), что определяет возраст свиты.

### **1.1.2. Удско-Шантарская СФЗ. Тугурская подзона**

#### **1.1.2.1. Девон**

#### **Средний отдел**

*Корельская свита* ( $D_{3kr}$ ) выделена Л.И. Красным в 1948 г на западном побережье Тугурского залива в районе бухты Корель на смежной с запада территории листа N-53. Свита сложена песчаниками, алевролитами часто ритмично переслаивающимися, с прослоями кремнистых пород, туффигов, глыбовых брекчий и единичными линзами основных эффузивов и мраморизованных известняков. Распространена она в северо-восточной части о. Бол. Шантар, где от мыса Северо-Восточный прослеживается на юго-запад, где совместно с ламской свитой представляет верхи палеозойского разреза Тугурской подзоны. Разрез свиты здесь не изучался. Для свиты в целом характерно некоторое преобладание в ее составе песчаников, присутствие пачек их ритмичного переслаивания с алевролитами, наличие пластов алевролитов с включениями угловатых обломков песчаников, алевролитов, кремнистых пород и кварца. Нижняя часть разреза свиты (700 м) сложена алевролитами с прослоями песчаников, туфов, кремнистых пород и базальтов. Средняя часть (около 1300 м) – это ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов, прослои и линзы брекчий, гравелитов, конгломератов и туфов базальтов, а верхняя часть (600 м) представлена песчаниками и алевролитами с пачками их ритмичного переслаивания, а также линзами базальтов и кремнистых пород. Мощность корельской свиты оценивается в 2800 м.

В стратотипе в районе бухты Корель (лист N-53) свита охарактеризована остатками конодонтов *Palmatolepis gonioclymenie* Mull., *P. cf. gracilis* Br. et M., *P. cf. delicatula* Br. et M., *P. schleizia* Helms, *Pelekysgnathus inclinatus* Thoneas (сборы Л.П. Переверзева, определения Л.П. Эйхвальд), флоры *Asterocalamites cf. scrobiculatus* (Schl.) Zell., *Sphenophyllum* sp., *Knorria* sp., *Pteridorachis* sp., *Mesocalamites* sp. (сборы Л.П. Переверзева, определение Н.М. Петросян), а также *Asterocalamites scrobiculatus* Schl и *Archaeopterus* sp. (сборы С.И. Харитонычева, определение Е.Ф. Чирковой-Залесской). Эти находки органики определяют позднедевонский (фаменский) возраст корельской свиты.

#### 1.1.2.2. Карбон

##### Нижний отдел

*Ламская свита* ( $C_{1lm}$ ) выделена Л.И. Красным и Г.С. Ганешиным в 1948 г. в районе мыса Радужный на северо-восточной окраине о. Бол. Шантар. Свита сложена зеленокаменно измененными диабазовыми порфиритами, диабазами, спилитами, туфами основного состава, пестроцветными кремнистыми породами с прослоями и пачками окремнелых алевролитов и песчаников, содержащими отдельные горизонты вулканогенных и кремнистых пород, изредка встречаются линзы мраморизованных известняков. Ранее эти образования выделялись под названием свиты мыса Радужного и в отсутствие органических остатков датировались ранним девоном. Позднее в аналогичных по составу отложениях на смежной с запада территории листа N-53 в районе бухт Корель и Уйкон были собраны остатки конодонтов турнейского яруса нижнего карбона (Забродин, 2005), что определило изменение возраста и название этого подразделения. Под этим названием свита внесена в легенду ДВ серии.

В районе мыса Радужный изучен следующий разрез свиты: 1. Кремнистые породы коричневато-красные, зеленые и зеленовато-серые яшмовидные с маломощными (1-5 м) линзами зеленокаменных эффузивов и прослоями окремнелых алевролитов – 240 м. 2. Алевролиты окремнелые с многочисленными мелкими линзами кремней и прослоями (до 30-40 м) зеленокаменных эффузивов – 160 м. 3. Песчаники мелко- и среднезернистые серые и зеленовато-серые местами кавернозные, с прослоями зеленокаменных эффузивов – 300 м. 4. Алевролиты окремнелые с линзовидными выделениями кремнистого материала и базальной пачки зеленокаменных эффузивов (40-50 м) – 200 м. 5. Песчаники мелко- и среднезернистые – 100 м. 6. Алевролиты (туфоалевролиты?) – 200 м. 7. Зеленокаменные эффузивы – 100 м. 8. Алевролиты темно-серые до черных окремнелые, с редкими прослоями песчаников и зеленокаменных эффузивов – 500 м. Общая мощность свиты около 1800 м.

На западном побережье Тугурского залива в отложениях свиты известны (Забродин, 2005) находки конодонтов, среди которых Л.П. Эйхвальд определены: *Siphonodella* sf. *Obsolete* Hass., *Polygnathus* ex gr. *inornatus* Br. et M., *Siphonodella* sp. aff. *S. crenulata* (Cooper), *S.* sp. aff. *S. lobata* (Br. et M), *S.* sp. aff. *S. Sulcata* (Huddle), *Scaliognothus* cf. *anchoralis* Br. et. M, характерные для турнийского яруса нижнего карбона.

### 1.1.3. Ульбанская СФЗ. Нимеленская подзона

#### 1.1.3.1 Юра

##### Нижний отдел

Предлагаемая схема стратиграфии юрских отложений подзоны разработана в процессе проведения в 50-х годах прошлого столетия гидрогеологических работ масштаба 1:200 000, тематических исследований и доизучения площадей в 1965-1966 гг. при подготовке к изданию листов Росгеолкарты-200 N-54-XIX, XXV, XXVI. В 1990 г. эта схема была утверждена «Решениями IV МРСС...», а позднее – Легендой ДВ серии листов (2009).

*Демьяновская свита* ( $J_{1dm}$ ) представлена преимущественно полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, пачки тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, а также маломощными линзами гравелитов и осадочных брекчий. Свита закартирована на левобережье р. Амгунь, близ д. Демьяновка, в бассейне р. Сомня, а также в верховьях р. Бол. Обкам и вдоль побережья Ульбанского залива. Вдоль его юго-восточного побережья по коренным обнажениям изучен наиболее полный разрез свиты. Его слагают: 1. Песчаники (5-10 м) мелко- реже среднезернистые с прослоями алевролитов (0,1-0,5 м) – 180 м. 2. Песчаники, переслаивающиеся с алевролитами (0,1-0,8 м). Отдельные пласты (12-14 м) массивных алевролитов и песчаников – 80-100 м. 3. Песчаники от тонко- до среднезернистых с редкими прослоями алевролитов (0,1-0,3 м) и единичными линзами осадочных брекчий и гравелитов – 250-300 м. 4. Песчаники мелкозернистые с редкими прослоями алевролитов (до 1 м) и гравелитами (0,2 м) в основании пласта – 220 м. 5. Песчаники и алевролиты неравномерно переслаивающиеся (0,1-0,8 м, реже до 2-3 м) – 150 м. 6. Песчаники мелко-, иногда грубозернистые с гравием с отдельными прослоями алевролитов (0,1-0,5 м) и пачками (8-13 м) тонкого переслаивания (0,02-0,3 м) алевролитов и песчаников – 400 м. 7. Песчаники и алевролиты тонко переслаивающиеся (0,05-0,8 м) с пластом разнозернистых песчаников (10 м) – 60 м. 8. Песчаники мелкозернистые (20-30 м) с прослоями алевролитов (0,2-0,8 м, редко до 2 м). В основании слой (0,3 м) гравелитов с неопределимыми остатками ростров белимнитов – 230 м. 9. Алевролиты и мелкозернистые песчаники тонко переслаивающиеся (0,01-0,1 м) – 70 м. 10. Песчаники мелкозернистые с прослоями алевролитов (0,1-4 м) и редкими линзами оса-

дочных брекчий (0,3 м) – 105 м. 11. Песчаники от мелко- до грубозернистых с примесью гравийного материала и редкими прослоями тонкослоистых алевролитов (0,2-2 м, редко до 5 м). В песчаниках обуглившиеся стебли растений и единичные экземпляры спор: *Coniferae*, *Podocarpaceae*, *Pinaceae*, *Piceites*, *Pinites* – 160 м. Общая мощность свиты по разрезу – 1965-2035 м, а с учетом, возможно, невыявленных горизонтов, перекрытых аллювиальными отложениями в приустьевой части руч. Илистый (около 150 м), она оценивается в 2100-2200 м. Кроме вышеописанного, аналогичный по составу разрез свиты изучен на южных отрогах Омальского хребта (1850-2000м), а средняя часть разреза мощностью 380 м – по коренным обнажениям левого берега р. Амур в 1,5 км ниже д. Демьяновка. Для свиты характерно разное преобладание в ее составе песчаников, слагающих отдельные пачки мощностью от 30 до 220 м либо пачки их переслаивания с алевролитами, редко ассоциирующими с аргиллитами. Спорадически по всему разрезу свиты встречаются линзы осадочных брекчий и гравелитов, приуроченные обычно к подошве песчаных слоев, залегающих на алевролитах.

Характерно присутствие растительного детрита, иногда с отпечатками растений *Podozamites* sp. и спорово-пыльцевыми комплексами *Coniferae*, *Podocarpaceae*, *Pinaceae*, *Piceites*, *Pinitis*, *Ginkgoales*, *Protopicea*. В разрезе у д. Демьяновка в песчаниках содержатся семена растений, споры и пыльца растений *Licopodium*, *Seleginella*, *Hymenophyllum*, *Coniopteris*, *Osmundaceae*, *Leiotriletes*, *Bennetites*, *Ginkgoales*, *Coniferae*, *Podocarpaceae*, *Pinaceae*, *Protopicea*, *Piceites*.

Демьяновская свита согласно перекрывается отложениями, охарактеризованными фауной тоар-ааленского возраста. По заключению В.А. Вахромеева и М.А. Седовой, ранее указанные отпечатки растений и спорово-пыльцевые комплексы, характеризующие свиту не противоречат ее раннеюрскому возрасту.

#### Нижний-средний отделы

*Михалицинская свита* ( $J_{1-2} mh$ ) обнажается в южной части п-ова Тохареу, на левобережье р. Амгунь, а Омальском и Кивунском хребтах свита представлена неравномерно переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками с отдельными прослоями кремнистых, кремнисто-глинистых и вулканогенных пород основного состава, а также линзами осадочных брекчий. Среди алевролитов отмечаются известковистые разности. Состав свиты в различных частях территории не однороден. На п-ове Тохареу при сохранении песчано-алевролитового состава свиты в нем преобладают песчаники, вулканогенно-кремнистые разности крайне редки. Разрез свиты изучен по северо-западному побережью Ульбанского залива между устьями ручьев Илистый и Умнук (Конюшков, 1974).



Здесь на пачке разнозернистых песчаников с растительными остатками демьяновской свиты согласно и без следов перерыва залегают: Пачка (7-45 м) тонкого переслаивания (0,01-0,1, редко до 0,5 м) алевролитов и песчаников, чередующиеся с пачками (5-40 м) мелкозернистых песчаников – 370 м, песчаники мелкозернистые с единичными прослоями (до 1 м) алевролитов – 600 м, пачки (10-40 м) тонкого переслаивания (0,1-0,3 м) алевролитов и песчаников, чередующиеся с пачками (8-50 м) грубослоистых песчаников – 210 м, песчаники мелкозернистые – 40 м, алевролиты массивные и слоистые с отпечатками белемнит *Holcobelus* ? sp. indet – 35 м, песчаники мелкозернистые – 80 м, алевролиты массивные и тонкослоистые – 110 м. Общая мощность свиты по разрезу составляет 1700-1800 м.

В южной части подзоны в междуречье Сомня-Амгунь в составе свиты увеличивается количество алевролитов, кремнистых пород и вулканитов. Разрез нижней части свиты мощностью 220 м наблюдался близ устья р. Инмакган (левый приток р. Амгунь). Представлен он кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями вулканогенных пород. В базальной части разреза они представлены двумя пачками спилитов мощностью 40 и 45 м с прослоями (0,05-1,5 м) кремнистых и глинисто-серицитовых сланцев, согласно залегающих на средне- и крупнозернистых песчаниках демьяновской свиты. Более высокие горизонты свиты изучены на левобережье р. Сомня, выше устья р. Киткан (Шуршалина, 1978). Их слагают: 1. Сланцы кремнисто-глинистые с радиолариями *Cenosphaera*, *Dicatomytra*, *Lithocampe*, *Stichocapsa*, с прослоями и линзами (до 0,2 м) кварц-полевошпатовых мелкозернистых песчаников – 10 м. 2. Песчаники полимиктовые мелкозернистые розовато-серые (20-40 м) с пачками (1-3 м) тонкого (0,03-0,07 м) переслаивание песчаников и глинистых сланцев. В песчаниках растительный детрит, иногда пыльца *Hymenophyllum*, *Coniferae*, *Pinaceae* – 50 м. 3. Сланцы глинистые и серицит-глинисто-кремнистые (0,2-0,5 м), переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками, реже – пепловыми туфами (0,07-0,15 м) – 75 м, 4. Песчаники полимиктовые неравнозернистые тонко переслаивающиеся (0,01-0,08 м) с глинистыми сланцами. В низах – линзы и прослои (до 0,1 м) кремнистых и кремнисто-глинистых зеленовато-серых сланцев – 20 м. 5. Песчаники полимиктовые мелкозернистые с редкими прослоями (0,02-0,5 м) глинистых сланцев – 85 м. 6. Сланцы глинистые со следами ходов илоедов и вкрапленностью марказита, расслоенные через 0,02-0,3, редко через 1,5 м песчаниками полимиктовыми мелкозернистыми. В низах – прослои (до 0,3 м) черных туфогенных песчаников – 110 м. 7. Алевролиты, аргиллиты мелкозернистые песчаники ритмично переслаивающиеся (мощность ритмов 0,1-0,9 м) – 90 м. Общая мощность по разрезу – 440 м.

Верхняя половины разреза свиты мощностью 765 м изучена на левобережье р. Амгунь ниже устья р. Бол. Наильдин («михалицинские обрывы»), где представлена следующая

щими отложениями (Шуршалина, 1978): 1. Песчаники полимиктовые мелко- и среднезернистые с прослоями (0,2-2,0 м) алевролитов и пачками тонкого (0,03-0,3 м) переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов – 110 м 2. Песчаники мелкозернистые и алевролиты ритмично переслаивающиеся (ритмы 0,08-0,15 м) – 20 м. 3. Алевролиты черные расслоенные через 0,005-0,04 м мелкозернистыми буровато-серыми песчаниками – 25 м. 4. Песчаники темно-серые мелкозернистые с мелкими обломками алевролитов – 10 м. 5. Песчаники мелкозернистые тонко переслаивающиеся (0,04-0,1 м) с алевролитами – 45 м. 6. Песчаники тонкозернистые, алевролиты и аргиллиты, образующие неравномерное, в верхах – ритмичное (ритмы 0,03 -0,25 м), переслаивание. – 55 м. 7. Аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников – 115 м. 8. Аргиллиты, чередующиеся в низах через 0,03-0,1 м, в верхах – через 0,5-1,0 м со среднезернистыми песчаниками. В низах – прослой осадочных брекчий, в верхах – растительный детрит – 75 м. В алевролитах зерна пыльцы *Pinaceae*, в песчаниках споры *Leiotriletes* и пыльца *Ginkgoales*, *Pinaceae*, *Piceites*, *Pinites*. 9. Песчаники мелкозернистые с прослоями тонкого (0,01-0,15 м) ритмичного переслаивания их с алевролитами, редкие прослой (0,1-1,2 м) известковых алевролитов. В алевролитах *Pseudoleioceras* (?) sp. indet – 90 м. 10. Песчаники серые мелко- и среднезернистые с прослоями до 0,3 м алевролитов и аргиллитов и линзами (до 0,2 м) седиментационных брекчий – 100 м. 11. Песчаники мелкозернистые кварц-полевошпатовые расслоенные через 0,03-0,5 м алевролитами, иногда содержащими конкреции известковистых алевролитов – 120 м. Всего 765 м.

Самые верхи толщи наблюдаются на правом берегу р. Амгунь, на участке между устьями рек Верх. и Ниж. Оскаул (Шуршалина, 1978). Это 275-ти метровая пачка алевролитов с редкими прослоями кварц-полевошпатовых мелкозернистых песчаников мощностью от 0,01-1 до 10-15 м. В низах пачки в черных алевролитах присутствует пыльца *Pinaceae* и *Gleichenis*. Максимальная мощность свиты оценивается 1700-1900 м.

Находки в отложениях свиты на п-ове Тохареу белемнита *Holcobelus* ? sp. indet, а на левобережье р. Амгунь в «михалицинских обрывах» аммонита *Pseudoleioceras* ? sp. indet по определению Е.П. Брудницкой, отвечают соответственно аален-байосскому и теар-ааленскому ярусам. К этой же свите относятся находки в районе с. Им *Harpoceras* sp. (Алексейчик, 1936) теар-ааленского возраста. Все это позволяет определить возраст свиты как ранне-среднеюрский.

#### Средний отдел

*Эльгонская свита* (*J<sub>2</sub>eg*) закартирована на п-ове Тохареу и южнее – в междуречье Амгунь-Сомня, Бол. Киткан-Усалгин и на правом берегу р. Амгунь. Свита сложена пре-

имущественно песчаниками полимиктовыми кварц-полевошпатовыми от тонко- до грубозернистых и в подчиненном количестве – алевролитами, аргиллитами, а также линзами седиментационных брекчий и гравелитов. Нижняя граница свиты проводится по подошве горизонта песчаников разнозернистых (от мелко- до крупнозернистых), согласно залегающих на пачке массивных и тонкослоистых алевролитов мощностью 110 м михалицинской свиты (п-ов Тохареу). Южнее, в междуречье Амгунь-Сомня в составе подстилающей пачки михалицинской свиты появляются мелкие прослои (от 0,01-0,1 м до 10-15 м) кварц-полевошпатовых мелкозернистых песчаников. Мощность пачки здесь увеличивается до 275 м.

Наиболее полный разрез свиты изучен В.Д. Овчининским (Конюшков, 1974) на побережье Ульбанского залива между устьем руч. Умнук и мысом Обрывистый. Здесь на алевролитах подстилающей михалицинской свиты согласно залегают: 1. Песчаники средне- и крупнозернистые с обломками алевролитов, с многочисленными маломощными (0,05-0,1 м) прослоями алевролитов, иногда с обуглившимся растительным детритом и следами взмучивания осадка. Реже отмечаются прослои (0,3-0,5 м) тонкого переслаивания алевролитов и песчаников, а также линзы (0,2-1 м) седиментационных брекчий и гравелитов – 140 м. 2. Алевролиты тонкослоистые – 20 м. 3. Песчаники средне- и мелкозернистые – 40 м. 4. Песчаники с прослоями алевролитов (0,1-0,5 м) – 360 м. 5. Песчаники и алевролиты тонко переслаивающиеся (0,15-2,0 м) с линзами осадочных брекчий – 44 м. 6. Песчаники мелко- и среднезернистые с редкими (через 15-20 м) прослоями алевролитов с отпечатками ходов илоедов и обуглившимся растительным детритом, а так же линзами осадочных брекчий (1-1,5 м) – 400 м. 7. Песчаники и алевролиты неравномерно переслаивающиеся (через 0,3-2 м) с линзами (0,01-0,4 м) осадочных брекчий – 104 м. 8. Песчаники мелко- и среднезернистые, реже грубозернистые, линзы гравелитов и осадочных брекчий с неопределимыми остатками белемнитов, редкие прослои (до 1 м) алевролитов – 250 м. 9. Алевролиты и песчаники тонко переслаивающиеся, линзы осадочных брекчий – 110 м. 10. Песчаники мелко- и среднезернистые с буроватыми конкрециями того же состава, линзы осадочных брекчий и гравелитов, прослои алевролитов (0,1-0,2 м) – 150 м. 11. Алевролиты и песчаники тонко переслаивающиеся – 30 м. 12. Песчаники с редкими прослоями алевролитов (0,2-0,3 м), единичными пачками (до 15 м) тонкого переслаивания песчаников и алевролитов, линзы осадочных брекчий – 255 м. 13. Алевролиты тонкослоистые – 48 м. 14. Песчаники с прослоями алевролитов и редкими линзами осадочных брекчий. В средней части – горизонт (5 м) переслаивания алевролитов и песчаников (0,2-0,7 м) – 150 м. 15. Песчаники, неравномерно переслаивающиеся с алевролитами – 100 м. Всего 2200 м.

Описываемый разрез крайне однообразен по составу и характеризуется, в целом, чередованием мощным (140-400 м) пачек песчаников с пачками (20-140 м) переслаивания алевролитов и песчаников. Для нижней половины разреза характерно присутствие прослоев и линз гравелитов с остатками ростров белемнитов и алевролитов, обогащенных растительным детритом, а так же прослоев песчаников с конкрециями железисто-песчаного состава. В верхней половине разреза отмечается увеличение пачек переслаивания алевролитов с песчаниками и линз седиментационных брекчий и гравелитов. Разрез свиты в южной части подзоны, за исключением его базальных горизонтов и верхней части, изучен на правом берегу р. Амгунь (Шуршалина, 1978). Мощность наблюдаемой здесь части разреза составляет 1100 м. Она представлена преимущественно песчаниками мелко- и среднезернистыми полимиктовыми, редко с прослоями (до 0,2 м) алевролитов, аргиллитов, седиментационных брекчий и гравелитов. Отмечаются горизонты (от 150 до 210 м) песчаников с обломками алевролитов (от 3-5% до 20 %), в единичных случаях – с прослоями черных вулканомиктовых песчаников (до 0,3 м), содержащих в своем составе до 30-35% обломков эффузивных пород. Базальные горизонты свиты в этой части подзоны наблюдались к северу от указанного выше разреза в междуречье Амгунь-Сомня, где они представлены пачкой мощностью 250-300 м преимущественно грубозернистых песчаников и гравелитов с маломощными (до 0,5 м) прослоями алевролитов, согласно перекрывающими алевролиты михалицинской свиты. Верхи свиты, наблюдаемые на хр. Кивун, сложены 200-метровой пачкой полимиктовых песчаников с прослоями и линзами (0,1-0,3 м) черных туфогенных песчаников. Общая мощность свиты оценивается в 1600-1700 м.

Среднеюрский возраст свиты определяется согласным залеганием ее на ранне-среднеюрских отложениях михалицинской свиты, охарактеризованных фауной *Pseudoleioceras* ? sp. indet тоар-аалена и согласным перекрытием терригенными отложениями тахареуской свиты с остатками фауны батского возраста.

*Тохареуская свита* ( $J_2^{th}$ ) закартирована в северной половине п-ва Тохареу, в бассейне правых притоков р. Усалгин, вдоль северо-западных отрогов хр. Кивун и менее – в междуречье Амгунь-Яткан. Свита представлена преимущественно алевролитами, с подчиненным количеством песчаников, редко кремнисто-глинистых и кремнистых пород и единичных прослоев вулканитов основного состава. На подстилающих отложениях эльгонской свиты эти породы залегают согласно. Граница между ними проводится по подошве пачки (120-200 м) алевролитов, ритмично переслаивающихся с песчаниками при мощности ритмов 0,25-0,6 м

Наиболее полный разрез свиты составлен М.А. Ахметьевым (Конюшков, 1978) по коренным обнажениям вдоль западного побережья п-ова Тохареу к югу от м. Тукургу. Здесь на песчаниках эльгонской свиты согласно залегают: 1. Алевролиты и песчаники тонкопереслаивающиеся (0,03-0,05 м) с отдельными прослоями кремнистых пород. В кровле – пласт песчаников среднезернистых (10 м) – 200 м. 2. Алевролиты глинистые и кремнисто-глинистые сланцы тонкопереслаивающиеся, с редкими прослоями (1-2 м) вулканитов основного состава – 400 м. 3. Алевролиты, песчаники, глинистые сланцы тонкопереслаивающиеся (0,1-0,15 м), с отдельными прослоями кремнисто-глинистых сланцев и вулканитов основного состава – 260 м. 4. Песчаники мелко- и среднезернистые (3-5 м) переслаивающиеся с алевролитами (0,3-0,5 м) – 125 м. 5. Алевролиты и глинистые сланцы, расслоенные песчаниками (1-5 см) с неопределимыми остатками белемнитов – 220 м. 6. Песчаники и алевролиты неравномерно переслаивающиеся. В алевролитах остатки *Retroceramis cf. borealis* Kosch. – 130 м. 7. Алевролиты, глинистые сланцы, песчаники тонкопереслаивающиеся (0,01-0,2 м) – 180 м. 8. Песчаники и алевролиты неравномернопереслаивающиеся (0,05-0,3 м). Линзы конгломератов в основании. – 45 м. Общая мощность свиты – 1700-1800 м.

Аналогичный по составу разрез свиты мощностью 1550 м фрагментарно изучен (Шуршалина, 1978) по разрозненным останцам коренных выходов и элювию вдоль хр. Кивун и по отдельным коренным обнажениям правобережья р. Амгунь, выше устья р. Бульдикан (верхи свиты, 450 м).

В целом для свиты характерно резкое преобладание в ее составе алевролитов и глинистых сланцев, пачек их переслаивания, иногда ритмичного, с песчаниками, редкое, локально наблюдаемое, присутствие вулканитов основного состава, появление среди песчаников вулканомиктовых и бикластических разностей (обломки вулканитов основного состава, алевролитов и глинистых сланцев), а также туфогенных разностей с примесью туфогенного материала до 15%.

На основании находки в верхах разреза свиты отпечатка *Retroceramis cf. borealis* Kosch (определение Е.П. Брудницкой) возраст вмещающих пород можно определить как батский. По находкам в отложениях свиты за пределами территории остатков *Monotis amplius* I. Kon. и *M. suputinensis* I. Kon., она датирована поздним ааленом – байосом, что отражено в Легенде ДВ серии листов.

*Гротовская свита* ( $J_2gr$ ) представлена полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками от мелко- до крупнозернистых, конгломератами, седиментационными брекчиями, гравелитами с линзами алевролитов и гравелитов. Отложения свиты слагают северную оконечность п-ова Тохареу, а на юге подзоны закартированы в междуречье Ам-

гунь-Им. В последнем случае в 350 м выше устья р. Бульдикан наблюдались ее базальные горизонты, представленные конгломератами, гравелитами и осадочными брекчиями (аз. пад.  $255^\circ \angle 30-40^\circ$ ) с угловым несогласием перекрывающими более крутопадающие алевролиты (аз. пад.  $245^\circ \angle 60^\circ$ ) подстилающей тохареуской свиты. Разрез нижней части свиты здесь следующий (Шуршалина, 1978): 1. Конгломераты валунно-галечниковые и гравелиты с прослоями (до 0,2 м) алевролитов с текстурами взмучивания и песчаников (0,4-0,5 м) полимиктовых мелкозернистых. Обломочный материал конгломератов представлен гальками и валунами песчаников, алевролитов, кремнистых пород, гранитов, гранит-порфиров и известняков с остатками девонских мшанок *Hemitrypa*, *Semicoscinium*, *Fenestella*, *Lepetaena* – 60 м. 2. Песчаники полимиктовые мелко-среднезернистые, содержащие обломки (до 10-15%) аргиллитов, с прослоями гравелитов (до 2 м), туфопесчаников и алевролитов (до 0,2 м) и линзами конгломератов – 85 м. 3. Песчаники полимиктовые с прослоями (0,01-0,1 м) тонкослоистых алевролитов – 20 м. 4. Песчаники полимиктовые серые и темно-серые – 25 м. 5. Песчаники полимиктовые желто-бурые с обломками аргиллитов с прослоями (2-3 м) осадочных брекчий с остатками *Cylindroteuthis* sp. indet в цементе – 40 м. Мощность нижней части разреза свиты – 230 м.

Более полный разрез свиты описан М.А. Ахметьевым (Конюшков, 1974) по береговым обнажениям Ульбанского залива северной оконечности п-ва Тохареу, где его представляют: 1. Песчаники среднезернистые – 40 м. 2. Осадочные брекчии, гравелиты, грубозернистые песчаники. В брекчиях фауна: *Macrocephalites* sp., *Cylindroteuthis* sp. indet. – 80 м. 3. Песчаники среднезернистые с прослоями и линзами гравийных песчаников – 100 м. 4. Песчаники и алевролиты неравномерно переслаивающиеся (0,2-1,2 м). 5. Песчаники с редкими прослоями гравийных песчаников – 120-180 м. 6. Песчаники средне- и мелкозернистые – 140-150 м. 7. Песчаники средне- и мелкозернистые с прослоями алевролитов (до 1 м), мощность и количество которых возрастает снизу вверх по разрезу – 340 м. Суммарная мощность – 920-990 м. Общая мощность свиты оценивается в 1000 м.

Возраст свиты определяется как среднеюрский (Решения IV МРСС, 1990) находками (Конюшков, 1974, Шуршалина, 1978) остатков *Cylindroteuthis* sp. indet, *Macrocephalites* sp. (определение Е.П. Брудницкой) в разрезах п-ова Тохареу и в базальных слоях свиты близ устья р. Бульдикан.

#### **1.1.4. Ульбанская СФЗ. Мевачанская подзона**

Предлагаемое к рассмотрению строение разреза юрских отложений Мевачанской подзоны было впервые определено при проведении в Нижнем Приамурье в конце 60-х годов прошлого столетия геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 (Конюшков, 1974;

Шуршалина, 1978; Козлов, 1975, 1981) и подтверждено при дальнейших более детальных геологических исследованиях масштаба 1:50 000 (Кайдалов, 1976; Бруско, 1972, 1974; Пилацкий, 1968). В последовательности напластования ими выделялась нижнеюрская толща песчаников и алевролитов (ныне ланданджинская толща), ниже-среднеюрская толща алевролитов, песчаников, меньше кремнистых и вулканогенных пород основного состава (мевачанская свита), среднеюрская толща песчаников с подчинением им алевролитов, гравелитов, редко конгломератов (иктингонская толща). Последняя с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывалась средне-верхнеюрской толщей псаммопсефитового состава (мухтельская и дигдиланская свиты объединенные). Завершался разрез Мевачанской подзоны верхнеюрской толщей алевролитов, аргиллитов, редко песчаников, кремнистых пород и вулканитов основного состава (лонгарийская толща). Эта схема в данной работе принята за основу, каждой толще дано географическое название, определены площади их развития, соответствующие предложения подготовлены для внесения их в Дальневосточную серийную Легенду. Ниже приводится описание этих стратонов.

#### 1.1.4.1 Юра

##### Нижний отдел

*Ланданджинская толща* (J<sub>3</sub>In) отвечает нижнеюрской толще песчаников и алевролитов. Наиболее полный разрез этой толщи изучен В.А Кайдаловым (1976) в бассейне рек Ланданджа – Чадай, что и определило географическое название стратона. Толща сложена песчаниками, алевролитами, пачками их переслаивания; гравелитами, осадочными брекчиями, редко – в низах толщи с линзами кремнистых пород, а в верхах – конгломератов. Подстилающие толщу образования неизвестны. Разрез ее без базальных горизонтов слагают: 1. Песчаники среднезернистые желтовато-серые – 70 м. 2. Алевролиты с тонкими примазками (1-2 мм) глин – 150 м. 3. Брекчии седиментационные, состоящие из обломков (до 5 мм) алевролитов, сцементированных мелкозернистым песчаным материалом – 20 м. 4. Алевролиты тонкослоистые – 100 м. 5. Песчаники мелко-среднезернистые с редкими гравийными обломками алевролитов – 120 м. 6. Алевролиты линзовиднослоистые с прослоем (5-6 м) среднезернистых песчаников – 90 м. 7. Песчаники с редкими прослоями алевролитов (0,2-0,3) через 50-100 м – 320 м. 8. Алевролиты тонко- и линзовиднослоистые – 40 м. 9. Песчаники среднезернистые с включением гравийных обломков алевролитов, переходящие в линзы гравелитов и седиментационных брекчий (0,2-0,3 м) – 140 м. Видимая мощность разреза толщи составляет 1090 м. Для толщи, в целом, характерно преобладание в ее составе песчаников, количество которых увеличивается в южном направлении. Песчаники, как правило, мелко-среднезернистые с присутствием мелких неокатанных или

уплощенных обломков алевролитов и растительного детрита. В составе обломочного материала пород толщи преобладают обломки кварца и полевых шпатов. Обломки пород составляют 1-5% и представлены алевролитами, андезитами, гранодиоритами, кремнистыми породами и роговиками.

В отложениях толщи изредка встречаются неопределимые обломки ростров белемитов, а в бассейне правого притока верховьев р. Турчик найден отпечаток неопределимой пелециподы. Толща согласно перекрыта отложениями, охарактеризованными комплексом радиолярий охотского комплекса (определения по шлифам), а на смежной с запада территории Нимеленской подзоны Ульбанской СФЗ аналогичные по составу и положению в разрезе отложения перекрыты алевролитами с фауной тоар-аалена. На основании этих данных возраст ланданджинской толщи принят раннеюрским.

### Средний отдел

*Мевачанская свита* ( $J_2mv$ ) соответствует ниже-среднеюрской толще алевролитов и песчаников с кремнистыми и вулканогенными образованиями и утверждена ранее Легендой Дальневосточной серии (2009). Она сложена алевролитами, песчаниками, аргиллитами, пестроокрашенными кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, спилитами, диабазами. Отложения свиты прослеживаются по всей территории подзоны от бассейна рек Бол. Киткан и Мевачан на юге до бассейна р. Джапи в центре и более ограниченными по площади выходами до залива Рейнеке на севере.

Сравнительно полный разрез свиты мощностью около 1300 м составлен Е.Д. Коношковым в 1968 г. (1974) в пределах водораздельной части хр. Мевачан (верховья рек Бол. Блюзка и Невагли). Здесь на песчаниках ланданджинской толщи согласно залегают: 1. Кремнистые породы – 150 м. 2. Алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые породы с отдельными прослоями песчаников (5-10 м) и линзами кремней (3-20 м) – 350 м. 3. Песчаники мелкозернистые с прослоями (от 0,1 до 3-5 м) алевролитов – 400 м. 4. Алевролиты с редкими пластами (5-30 м) песчаников – 300 м. 5. Аргиллиты, кремнисто-глинистые породы, алевролиты, песчаники неравномерно переслаивающиеся (от 1 до 15-20 м). Кроме перечисленных в разрезе пород на хр. Мевачан в составе толщи редко отмечаются прослои пепловых туфов и диабазов. Общая мощность свиты оценивается в 1800-1900 м. Позднее отдельные фрагменты разреза свиты изучались В.А. Кайдаловым (1976) на правом берегу р. Болодеки (570 м), в бассейне р. Ланданджа (480 м), на правом берегу р. Чадай (650 м) и др. Им представлено согласное взаимоотношение между мевачанской свитой и подстилающей ее ланданджинской толщей. Базальный горизонт свиты представлен преимущественно алевролитами мощностью от 50 до 90 м с мелкими линзами (1-2 см)



песчаников, реже – это алевролиты (70 м) с прослойками кремнисто-глинистых и кремнистых пород или горизонт кремнистых пород (150 м), повсеместно залегающие на мелко-среднезернистых песчаниках. Прослойки вулканитов основного состава, как правило, редки и маломощны (1-3 м) и ассоциируют с пластами пестроокрашенных кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Лишь на юго-западе подзоны в бассейне рек Сомня – Киткан диабазы в основании свиты достигают мощности в 40 м и несут в себе прослойки кремнистых пород мощностью 4-6 м.

Отложения мевачанской свиты охарактеризованы многочисленными находками радиолярий (Овчининский, 1975; Бруско, 1972; Конюшков, 1974; Кайдалов, 1976), которые определяются либо как мезозойские (А.И. Жамойда), либо имеющие более точную возрастную привязку – позднеюрский «охотский комплекс» (определения А.И. Жамойда, Л.Б. Тихомирова). В верховьях р. Мухтель известны находки *Cenosphaera*, *Cenellipsis*, *Hagiastrun*, *Dicolocapsa*, *Tricolocapsa*, *Lithomitra* (aff. *capitoidea* Zham.) с крупнопористым ажурным скелетом и др. В прибрежной части залива Александры в линзах пестроокрашенных кремнистых пород содержатся *Cenosphaera* cf. *sphaerozoika* Zham., *Dictyocephalus ochoticus* Zham., *Lithomitra* cf. *capitoidea* Zham. и др. (Овчининский, 1975), по мнению А.И. Жамойды относящиеся к типично охотскому комплексу радиолярий поздней юры. Многочисленные сборы радиолярий из кремнистых разностей пород мевачанской свиты представлены в работах В.А. Кайдалова (1976) и Э.Н. Бруско (1972). Л.Н. Тихомировой они определены как представители охотского комплекса. Содержащиеся в кремнистых породах в бассейне р. Турчик радиолярии *Cenosphaera* sp., *C.* aff. *sphaerozoika* Zham., *Dicolocapsa*, *Tricolocapsa* sp., *Theocampe* sp. indet., *Dictyomitra* sp., *Stiehocapsa* ? sp. и др., по определению А.И. Жамойды указывают на мезозойский возраст пород мевачанской свиты. На побережье залива Николая (Конюшков, 1974) в песчаниках с растительным детритом обнаружены споры *Coniferae*, *Osmandaceae*, *Leiotriletes*, не противоречащие среднеюрскому возрасту вмещающих пород (опред. М.А. Седова). При всем многообразии радиолярий, характеризующих свиту, необходимо учесть то обстоятельство, что описание и определение этой органики проводилось по шлифам во многом без учета скульптурных особенностей форм и, следовательно, без достаточной точности в их диагностике и возрастной привязке. На смежной с запада территории Нимеленской подзоны аналогичные по составу и положению в разрезе отложения содержат аммонит *Pseudolioceras* (?) sp. indet. («михалицынские обрывы» р. Амгунь), по мнению Е.П. Брудницкой с некоторой долей условности характерного для тоар-аалена. В отложениях иктингонской толщи, перекрывающей мевачанскую свиту, в бассейне р. Турки найдены остатки брахиопод до позднеюрского времени. Исходя из этого, возраст мевачанской свиты принят среднеюрским.

*Иктингонская толща* ( $J_2ik$ ) сложена песчаниками, алевролитами, пачками их переслаивания; меньше – кремнисто-глинистыми и кремнистыми породами, гравелитами, редко конгломератами. Слагая ядра отдельных синклиналильных структур, толща прослеживается от бассейна р. Аян и верховьев р. Мевачан на юго-западе подзоны до бассейна правых притоков р. Мухтель – на северо-востоке.

При изучении разрезов этого стратона в бассейне рек Коголан-Янчан и Интинго-Джук-Ясман (Кайдалов, 1976) установлено его согласное налегание на подстилающую мевачанскую свиту. Здесь на пачке алевролитов мощностью 75 м мевачанской свиты согласно залегают: 1. Песчаники средне-крупнозернистые с рассеянными гравийными обломками алевролитов и кварца и линзовидными прослоями гравелистых песчаников и гравелитов (0,2-0,5 м) – 315 м. 2. Алевролиты линзовато-слоистые с прослоями мелко-среднезернистых песчаников (0,01-0,05 м) – 60 м. 3. Песчаники от мелко- до крупнозернистых, иногда гравелистые, с прослоями гравелистых песчаников (1-2 м) – 200 м. 4. Переслаивание песчаников и алевролитов при мощности слоев 10-20 м – 70 м. 5. Песчаники мелкозернистые с гнездообразными скоплениями и линзами среднезернистых песчаников и алевролитов – 90 м. 6. Алевролиты массивные с редкими прослоями кремнисто-глинистых пород (0,1-0,15 м) – 70 м. 7. Кремнистые породы сургучно-красные – 80 м. 8. Алевролиты с прослоями кремнисто-глинистых пород – 90 м. 9. Песчаники мелко-среднезернистые массивные – 50 м. 10. Алевролиты тонкослоистые и массивные с линзами мелкозернистых песчаников (0,05-0,15 м) – 90 м. 11. Песчаники мелкозернистые с редкими гравийными обломками алевролитов – 30 м. 12. Алевролиты массивные с прослоями кремнисто-глинистых пород (0,5-2 м) – 70 м. Мощность свиты по разрезу 1230 м. Для нижней части толщи характерно преобладание в составе гравийных включений обломков алевролитов и значительное количество обломков кварца. По наблюдениям за пределами изученного разреза в составе толщи в незначительном количестве присутствуют гравелиты и конгломераты при небольшой мощности их прослоев. В составе верхней части толщи отмечается увеличение количества алевролитов с присутствием среди них кремнисто-глинистых и кремнистых пород. Существенной изменчивости состава пород толщи не наблюдается. В ряде случаев отмечается замещение по латерали кремнисто-глинистых и кремнистых пород алевролитами. В единичных случаях в ассоциации с кремнистыми породами отмечаются маломощные прослои диабазов и их туфов. Общая мощность иктингонской толщи составляет 1540 м.

В кремнистых породах толщи собраны немногочисленные радиолярии в большинстве своем неопределимые. По заключению Л.Б. Тихомировой, комплекс этих остатков типично охотский, а присутствующая среди них форма *Lumicryptocarpa capitatan* sin Нок.,

известна из меловых отложений. Более надежны в установлении среднеюрского возраста толщи находки среди алевролитов в бассейне р. Турки (Кайдалов, 1976) отпечатков деформированных раковин *Isognomon* sp. indet и *Arstotis* sp. indet мезозойского облика. По мнению И.И. Сей, слои с этой фауной должны быть древнее, чем вышележащие отложения мухтельской свиты с фауной брахиопод келловея.

#### Средний и верхний отделы

*Мухтельская и дигдиланская свиты* объединенные ( $J_{2-3} mt+dg$ ) представлены конгломератами, песчаниками, гравелитами, седиментационными брекчиями, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами. Благодаря своему грубозернистому составу хорошо прослеживается вдоль юго-восточной границы подзоны от побережья зал. Рейнеке на северо-востоке через бассейны рек Ул, Джапи, Джатка до р. Амгунь, контролируясь Дигдиланским разломом. На более ограниченных площадях эти отложения закартированы вдоль северо-восточного побережья зал. Николая.

Мухтельская и дигдиланская свиты представляют собой единую псаммопсефитовую формацию, крайне невыдержанную фациально по латерали с резкими переходами составляющих разностей пород друг в друга. Взаимоотношения мухтельской и дигдиланской свит повсеместно согласные, а с подстилающей иктингонской толщей – в различной степени проявлены следы размыва и стратиграфического несогласия. На побережье залива Академии (Кайдалов, 1976) локально наблюдалось угловое несогласие между ними. Здесь на поверхности крутозалегающих мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов верхней части иктингонской толщи более полого и со следами размыва залегает пачка валунно-галечных конгломератов с прослоями (до 1,5 м) среднезернистых песчаников общей мощностью 50 м, являющаяся базальным горизонтом объединенного стратона. Выше залегают преимущественно среднезернистые до гравелистых песчаники с прослоями песчаников мелкозернистых (3-5 м), алевролитов (2-4 м) и углисто-глинистых сланцев (до 0,05 м) – 160 м. Эта пачка перекрыта горизонтом переслаивания через 0,5-1 м песчаников и алевролитов – 40 м. Завершает разрез стратона на этом участке пачка преимущественно песчаникового среднезернистого состава с гравийным материалом алевролитов и редкими прослоями алевролитов (1-2 м) – 200 м. Мощность по разрезу 450 м. На левобережье р. Мухтель выше устья р. Болодеки В.А. Кайдаловым (1976) наблюдалось с размывом и угловым несогласием налегание аналогичной по составу пачки (250 м) разнозернистых до гравелистых песчаников на кремнисто-глинистых породах верхов иктингонской толщи. Базальный горизонт при этом представлен конгломератами (25 м) мелко-среднегалечными со слабо окатанной галькой мелкозернистых песчаников и кремнистых

пород. На правом берегу р. Мухтель в аналогичном по составу прослое мелкозернистых песчаников найдены отпечатки листьев, определенные В.Д. Принадой как *Pityophyllum staratschunii* и обрывки перышек *Cladophlebis laxipinata* Pryn. (определение М.М. Кошман) юрского облика. В этой же части разреза на побережье залива Александры А.А. Козловым (1975) в песчаниках с растительными остатками обнаружены *Cylindroteuthis* sp., *Modiolus* cf. *strajeskiana* Orb., *Tracia incerata* Desh., *Pleuromya* sp., *Postepithyris* sp., *Astarta* sp., *Tancredia* sp., по определению Г.Я. Крымгольца и Е.П. Брудницкой, келловей-оксфордского возраста.

Верхняя половина разреза объединенного стратона имеет более грубозернистый состав, в котором на долю конгломератов в среднем приходится 25% ее объема. Наиболее представительный разрез изучен на водоразделе рек Корба и Дигдилан, где его слагают: 1. Песчаники среднезернистые с редкими прослоями (до 0,2 м) алевролитов – 260 м. 2. Алевролиты тонкозернистые – 35 м. 3. Песчаники среднезернистые до гравелистых – 50 м. 4. Конгломераты крупно-среднегалечные – 120 м. 5. Песчаники среднезернистые со скорлуповатой отдельностью – 45 м, содержащие остатки *Postepithyris* sp. indet., *Lingula* sp. indet., *Ractorhynchia* sp. indet., *Rhynchonella* sp. indet., *Oxytoma expansa* (Phill.), *Camptonectes* cf. *lens* (Sow.), *Aguilerella* aff. *varians* Zakh., *Tancredia* ? sp. indet. Мощность по разрезу 510 м. К северу от изученного разреза в составе стратона резко увеличивается псефитовая составляющая при появлении среди них валунных конгломератов и гравелитов. В 4 км южнее, в бассейне верховьев р. Дигдилан, мощность конгломератов достигает 330 м, среди них появляются линзы седиментационных брекчий, а песчаники существенной роли не играют, а еще южнее, в бассейне р. Невагли, состав разреза равноценно представлен песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. В восток-юго-восточном направлении при удалении от центральной части Мевачанской антиклинорной зоны состав объединенного стратона от преимущественно псефитового выполнения сменяется разнозернистым песчаниковым с присутствием гравелитов, седиментационных брекчий, алевролитов, редко – конгломератов. Среди песчаников появляются туфогенные разности, породы содержат обильный растительный и раковинный детрит. Общая мощность объединенных мухтельской и дигдиланской свит составляет 1000-1100 м. Возраст этого стратона по вышеприведенным остаткам органики определяется как келловей-киммериджский. По устному отзыву В.А. Шурыгина, *Oxytoma expansa* и *Camptonectes lens* могут определять верхнюю возрастную границу нижним титоном.

## Верхний отдел

*Лонгарийская толща* (J<sub>3</sub>lg) представлена алевролитами; песчаниками, аргиллитами, углистыми алевролитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами. Она закартирована в бассейне р. Лонгари, небольшие по площади выходы ее отмечены в районе залива Александры среди полей развития мухтельской и дигдиланской свит, а также на западе территории в бассейне рек Осельга-Чадай.

Наиболее полно разрез толщи изучен в бассейне р. Прав. Лонгари (Пилацкий, 1968). Здесь на пачке (30 м) желтовато-серых гравелистых песчаников с обломками алевролитов, хорошо окатанной галькой песчаников (до 15%) и линзами гравелитов, венчающих разрез объединенных мухтельской и дигдиланской свит, согласно залегают: 1. Алевролиты с прослоями и линзами (0,02-0,05 м) темных мелкозернистых и глинистых песчаников – 70 м. 2. Песчаники мелкозернистые с гравийными обломками алевролитов и прослоями (до 2 м) туфогенных песчаников – 80 м. 3. Алевролиты темно-серые с прослоями песчаников и горизонтом флишоидного переслаивания алевролитов и песчаников – 220 м. 4. Алевролиты с редкими прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников – 260 м. Мощность толщи по разрезу 630 м.

На границе контактирующих стратонов в гравелистых песчаниках с раковинным и растительным детритом найдены остатки *Rhynchonella* sp., близкая к *R. micropterix* Eichw.

В северо-западной части территории (Кайдалов, 1976) в составе толщи резко преобладают алевролиты. Базальный горизонт, согласно залегающий на подстилающих песчаниках мухтельско-дигдиланского уровня, представлен пачкой монотонных массивных алевролитов мощностью 330 м. В средней части разреза отмечаются алевролиты (180 м) с редкими прослоями песчаников и линзами кремнистых пород (0,2-0,5 м). Завершается разрез пачкой тонкослоистых алевролитов мощностью 100 м. В составе разреза наблюдаются только два горизонта (45 и 50 м) песчаников с прослоями алевролитов. Общая мощность толщи по разрезу – 860 м, а общая мощность оценивается в 1100 м. Строение и мощность лонгарийской толщи довольно выдержаны. Можно отметить лишь некоторое увеличение в восточном направлении в ее составе песчаников и появление в разрезе тонких флишоидных осадков.

Позднеюрский возраст лонгарийской толщи устанавливается по находке на ее границе с подстилающими отложениями объединенных мухтельской и дигдиланской свит *Rhynchonella* sp., по определению А.А. Капицы, «указывающей на верхнетитонские или несколько более древние слои верхней юры».

## 1.2. Сихотэ-Алинская складчатая система

### 1.2.1. Баджало-Горинская СФЗ. Бокторская подзона

#### 1.2.1.1. Юра

Разрез Бокторской подзоны представлен юрскими терригенными преимущественно песчано-алевролитовыми отложениями. Они расчленены на ряд свит, предусмотренных Легендой ДВ серии. Это раннеюрская *хурбинская свита* ( $J_2hr$ ), сложенная песчаниками с редкими маломощными прослоями алевролитов, реже – линзами кремнистых сланцев, осадочных брекчий и гравелитов. Разрез свиты мощностью 900 м изучен по левобережью р. Бичи (Потапов, 1981). Из органических остатков в отложениях свиты на левобережье р. Янтикан был найден отпечаток иноцерама, не определённый до вида. Раннеюрский возраст свиты принят по сопоставлению со стратотипом в бассейне р. Хурбо. Хурбинская свита согласно перекрывается *ульбинской* ( $J_2ul$ ). Свита представлена алевролитами, глинистыми песчаниками, локально развитыми зеленовато-серыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, ассоциирующими, как правило, с алевролитами. Разрез свиты мощностью около 2000 м изучен по хр. Дымкан. Для свиты характерно присутствие прослоев кремнистых и кремнисто-глинистых туффитов и туфогенных песчаников. Редко в пачках алевролитов отмечаются известковистые битуминозные конкреции. Органических остатков в отложениях свиты не найдено. Среднеюрский возраст её определяется по аналогии с близкими по составу и положению в разрезе породами, развитыми к юго-западу от территории листа. Вышележащая позднеюрская *силинская свита* ( $J_3sl$ ) согласно перекрывает хурбинскую и представлена разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и линзами осадочных брекчий, гравелитов и конгломератов. В северной части подзоны на границе этих свит наблюдаются следы размыва. Суммарная мощность свиты, наблюдаемая в разрезе по хр. Дымкан, составляет 1500 м. Органические остатки в отложениях свиты ограничены находками плохо сохранившихся и неопределимых обломков белемнитов и обрывков стеблей растений. Позднеюрский возраст свиты установлен по сопоставлению со стратотипическим разрезом силинской свиты в бассейне р. Силинка (Осипова, 1962). Разрез юрских отложений Бокторской подзоны завершается *падалинской свитой* ( $J_3pd$ ). Представлена она неравномерно переслаивающимися алевролитами и песчаниками, иногда с прослоями кремнистых пород и редкими маломощными линзами осадочных брекчий, гравелитов и пластовыми телами спилитов. Разрез свиты изучен в междуречье Им – Бичи, где наблюдается согласное налегание алевролитов с линзами серых и сургучно-красных кремнистых пород и спилитов падалинской свиты на песчаники силинской свиты. Мощность свиты по разрезу 2300 м. По составу, положению в разрезе и взаимоотношению с подстилающим стратоном, описываемые отложения соответствуют верхам раз-

реза юрских отложений Комсомольского района, где в бассейне р. Боктор, они охарактеризованы остатками аммонитов *Pavlovia* и датированы поздней юрой.

### 1.2.2. Баджало-Горинская СФЗ. Горинская подзона

Строение разреза мезозойских отложений Горинской подзоны, в целом, отвечает варианту Легенды ДВ серии, предусматривающей выполнение этой подзоны образованиями средне-верхнеюрской лимурчанской толщи ( $J_{2-3}lm$ ) и согласно залегающими на ней преимущественно флишоидными песчано-глинистыми отложениями нижнемеловой комсомольской серии в составе горинской, пионерской и пиванской свит. Пересмотр и анализ первичной информации показал возможность и доказанность выделения еще одного стратиграфического подразделения – херпучинской толщи с размывом и стратиграфическим несогласием перекрывающей подстилающие отложения пиванской и пионерской свит и охарактеризованной фауной *Inoceramus* sp.

#### 1.2.2.1. Юра

*Лимурчанская толща* ( $J_{2-3}lm$ ) узкой полосой север-северо-восточного направления закартирована вдоль западной границы Горинской подзоны, примыкая к Дигдиланскому и Лимурчанскому разломам. Сложена она алевролитами, аргиллитами с подчинением песчаников, реже кремнисто-глинистых, пестро-окрашенных кремнистых пород с линзами известняков, редко спилитов и диабазов. Состав свиты хорошо выдержан по латерали. Мощность её колеблется от 900 м до 1800 м. Базальные горизонты толщи и подстилающие её отложения не наблюдались. На разных уровнях разреза толща охарактеризована остатками радиолярий *Cenosphaera* sp., *C. cf. sphaerozoica* Zham., *Cenellipsis* sp., *Hagiastrum* sp., *Porodiscus* sp. nov., *Dicolocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp., *Dictyomtra* sp., *Lithomitra* sp., *Eusyringium*, *Lithocampe* sp., *Stylosphaeroia*e, свидетельствующих о юрском и мезозойском возрасте вмещающих пород. Согласно перекрытие лимурчанской толщи терригенными отложениями нижнемеловой горинской свиты с раннемеловой фауной предполагает более ранний возраст первой из них. За пределами территории листа к югу, в бассейне р. Лимурри, толща охарактеризована остатками радиолярий средней и верхней юры, что и определяет соответственно её возраст.

#### 1.2.2.2. Мел

*Горинская свита* ( $K_1gr$ ). Выходы горинской свиты закартированы на всем протяжении подзоны от побережья Сахалинского залива на севере до бассейнов верховьев рр. Джатка - Битки на юге. Свита сложена преимущественно песчаниками иногда с линзами

гравелитов и седиментационных брекчий, с прослоями алевролитов и пачками тонкого флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов. Базальный горизонт свиты, представленный песчаниками с линзами гравелитов и седиментационных брекчий согласно перекрывает алевролиты с прослоями кремнистых пород лимурчанской толщи. Мощность свиты колеблется от 1300 до 1700 м. Разрезы свиты изучены на всём протяжении площади её развития, что позволяет говорить о повсеместном преобладании в её составе песчаников. При этом отмечается увеличение псефитовых разностей пород в направлении с юго-запада (междуречье Амгунь-Бичи) на северо-восток (бассейн рр. Джапи-Винга). В западной части подзоны (рр. Джатка-Амгунь-Херпучи) в составе свиты увеличивается количество алевролитов, иногда отмечаются туфогенные разности песчаников и алевролитов. Нижние, реже средние, горизонты разреза свиты сложенные песчаниками с линзами гравелитов, иногда обогащенные растительным детритом, охарактеризованы остатками валанжинских *Buchia* ex gr. *keyserlingi* Lah., *B. cf. terebratuloides* Lah, а также комплексом пыльцы *Ginkgoales*, *Pinaceae*, *Picea* и спор папоротников *Coniopteris*, *Ligodium macroyuberculatum* К.М. и *Leiotriletes*, редкие в поздней юре и имеющие расцвет в ранне-меловую эпоху.

*Пионерская свита* ( $K_1 pn$ ) сложена преимущественно алевролитами; значительно меньше – песчаниками и аргиллитами, пачками их ритмичного переслаивания (2-х и 3-х компонентные ритмы), линзами гравелитов и седиментационных брекчий. Мощность свиты оценивается в 2000–2500 м. Граница с горинской свитой согласная и проводится по резкой смене в разрезах преимущественно песчаных пород глинистыми, либо пачкой переслаивание тех и других. Свита изучена в многочисленных разрезах. Наиболее представительными из них являются таковые на побережье Сахалинского залива (1230 м), на водоразделе Джук-Уркатик (1500 м), на побережье р. Бичи между устьями руч. Тихий-Огнедо (1640 м). Псефитовые разности пород приурочены к нижней половине разреза свиты и более – к восточной части подзоны. Верхняя половина свиты отличается увеличением в составе разреза алевролитов и аргиллитов, что в большинстве случаев послужило основанием для расчленения её на две подсвиты. Для разреза свиты, в целом, характерно увеличение в северном направлении роли песчаников и псефитов, а также находок органических остатков и большей представительности их сборов. Свита достаточно полно охарактеризована остатками фауны *Buchia* (наиболее представительные сборы на побережье Сахалинского залива), свидетельствующие о её валанжинском возрасте.

*Пиванская свита* ( $K_1 pv$ ) распространена в южной половине Горинской подзоны от басс. р. Почель на севере до верховьев р. Джатка на юге, слагая разрозненные линейно-вытянутые тела в ядрах синклиналиных складок. Свита сложена песчаниками, алевроли-



тами, пачками их тонкого ритмичного переслаивания; линзами и прослоями гравелитов, реже – конгломератов. Мощность свиты 900–1600 м. Взаимоотношения с подстилающей пионерской свитой повсеместно согласные. Граница свит проводится по подошве пачки (10–90 м) разнозернистых песчаников с прослоями гравелитов и конгломератов, залегающих на песчаниках пионерской свиты, тонко переслаивающихся с алевролитами пионерской свиты (70–100 м). Наиболее полные разрезы свиты изучены на площадях бассейна рек Мал. Уда – Почель (720 м) и на правом берегу р. Бичи (1220 м). Нижняя часть разреза свиты имеет преимущественно псаммо-псефитовый состав, верхняя – псаммо-алевролитовый с пачками флишоидного переслаивания этих пород и редкими линзами гравелитов и конгломератов. Находки органических остатков в отложениях свиты отсутствуют. Свита согласно подстилается отложениями, охарактеризованными валанжинской фауной, и с размытом перекрыта грубообломочными образованиями с фауной *Jnoceramus* sp. верхов готерива–низов баррема. Это позволяет определить её возраст как поздневаланжинский и достаточно уверенно предположить наличие перерыва на рубеже валанжина и готерива, что оговаривается «Решениями IV МРСС ...» 1990 г.

*Херпучинская свита* ( $K_1hr$ ). В разрезе Горинской подзоны эта свита вводится впервые. Отложения свиты картировались и ранее, и по сопоставлению со смежными районами выделяясь под названием уктурская (А.А. Козлов, 1981; В.А. Шуршалина, 1978, 1981) или горнопротокская (А.Ф. Майборода, 1967). С размытом и предположительно с угловым несогласием на значительных площадях они перекрывают пионерскую и пиванскую свиты. В основании толщи повсеместно наблюдаются грубообломочные отложения: разнозернистые песчаники с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов и седиментационных брекчий. Сложена она песчаниками, алевролитами, их туфогенными разностями, пачками переслаивания этих пород; в меньшей степени – гравелитами, конгломератами, седиментационными брекчиями, кристаллокластическими туфами, лавобрекчиями диабазовых порфиритов, линзами известняков. Присутствие в составе пород толщи вулканогенного и вулканокластического материала является её характерным признаком, отличным от подстилающих горинской, пионерской и пиванской свит. Кроме того, свита охарактеризована остатками фауны *Jnoceramus* sp., что говорит о её более молодом возрасте, чем вышеназванные стратоны, содержащие остатки только *Buchia*. Строение свиты изучено в геологических разрезах в верховьях р. Херпучи, в междуречье Херпучи-Костин Ключ, в районе г. Купол и по береговым обрывам оз. Дальжа, где в нижних горизонтах свиты собраны остатки фауны *Jnoceramus* sp. и неопределимые белемниты. В южной части горинской подзоны установлено несогласное залегание дальжанской (ранее горнопротокской) свиты на песчаниках пиванской свиты. Здесь в разрезе междуречья Прав. и Бол.

Битков базальный горизонт свиты мощностью 50 м, представленный конгломератами с редкими прослоями песчаников и алевролитов так же как и на севере подзоны охарактеризован фауной *Inoceramus* sp. В соответствии с «Решениями IV МРСС по ДВ» первое появление в разрезах *Inoceramus* sp. соответствует верхам готерива – середине баррема.

### **1.2.3. Западно-Сихотэ-Алинская СФЗ. Приамурская подзона.**

#### **1.2.3.1. Юра-мел**

Согласно материалам предшественников и Легенде ДВ серии, разрез отложений Приамурской подзоны Западно-Сихотэалинской СФЗ представлен комплексом вулканогенно-осадочных позднеюрско-раннемеловых отложений адаминской свиты ( $J_3$ – $K_{1ad}$ ), терригенных с подчинением фаций вулканитов среднего и кислого состава отложений раннемеловой жорминской толщи ( $K_{1\text{жм}}$ ), ранне-позднемеловой силасинской свиты ( $K_{1-2sl}$ ) и позднемеловой утицкой свиты ( $K_{2ut}$ ).

*Адаминская свита* ( $J_3$ – $K_{1ad}$ ) впервые выделена Ю.А. Ивановым в 1957 г. на мысе Адами оз. Удыль. Возраст ее был определен как юрский, а в состав были включены только вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. На Госгеолкарте-200/1 С.Б. Бравиной они были отнесены к киселевской свите юрского возраста. После проведения в 1999-2001 гг. на территории листа N-54-XXXIII ГДП-200 и последующей подготовки к изданию Госгеолкарты по этому листу (С.Н. Добкин, 2012) представления о площадном развитии, составе и возрасте свиты в пределах стратотипической местности были уточнены, сделаны новые находки органических остатков в её отложениях. Установлено, что адаминская свита слагает Удыльский тектонический блок (хребты Дудинский и Межозерный) среди более молодых отложений жорминской толщи и силасинской свиты конца раннего – начала позднего мела. Подстилающие адаминскую свиту отложения неизвестны. По данным В.А. Кайдалова (2007), к югу от территории листа в окрестностях с. Киселёвка на левобережье р. Амур она залегает на нижне-верхнеюрской киселёвской свите и начинается пачкой кремнистых туфоалевролитов с прослоями кремнекластических гравелитов и песчаников с радиоляриями оксфорд-кимериджа. Выше этой пачки залегают туфы базальтов с олистолитами раннеюрских известняков. На территории листа в районе оз. Удыль на мысе Красный видимые низы свиты, по данным П.В. Маркевича (1997), сложены 70-ти метровой пачкой переслаивания сероцветных и зеленовато-серых кремнистых и глинисто-кремнистых пород с пестроцветными яшмами (3-12м) и единичными прослоями базальтов (12м). В красноцветных яшмах и прослоях глинисто-кремнистых пород содер-

жаты остатки радиолярий возрастного диапазона от нижнего валанжина по готерив-баррем. В.А. Кайдаловым (2010) здесь же в алевролитах дополнительно собраны радиолярии, определённые С.В. Зябревым как альбские: *Stichomitra communis*, *Squinaboli*, *S. mediocris* (Tan), *Dictyomitra* sp.cf. *D.montisserei* (Squinaboli). Вышележащая часть разреза, изученная на мысе Адами (Кайдалов, 2010), сложена в низах туфами основного состава (445м) с единичными маломощными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов (0,05-0,35м), редко-базальтов (до 1,5 м). Иногда в туфах наблюдаются обломки и глыбы силицифицированных туфоалевролитов. Выше залегает пачка (385 м) переслаивания туфопесчаников с туфоалевролитами и горизонтом туфов основного состава (120 м) в её средней части. Завершает разрез нижней части адаминской свиты пачка туфов основного состава (125 м) с редкими линзами базальтов (до 10 м). Мощность по разрезу 930 м. Многочисленные находки радиолярий (Маркевич, 1997) определяют возраст нижней части свиты как валанжин-раннебарремский. Разрез верхней части адаминской свиты, изученный при ГДП-200 (Кайдалов, 2010), характеризуется преобладанием пород алевро-аргиллитового состава, расслоенных кремнисто-глинистыми породами (1,2-2м), реже мелкозернистыми песчаниками (0,05-1 м). Последние иногда слагают отдельные прослои мощностью 10-30 м. В низах разреза отмечаются пачки глинисто-брекчиевого состава мощностью от 45 до 85 м, в которых разноразмерные обломки и глыбы (до 1 м) песчаников, кремнистых пород, туфов основного состава цементируются алевро-аргиллитовым материалом. Мощность верхней части разреза – 725 м. В алевролитах верхней части свиты В.А. Кайдаловым (2010) дополнительно собраны остатки радиолярий, определённые С.В. Зябревым как альбские: *Stichomitra communis* Squinaboli, *S. mediocris* (Tan), *Dictyovitra* sp. cf. *D.montisserei* (Squinadoli). Возраст верхней части адаминской свиты по совокупности имеющихся многочисленных сборов радиолярий (Маркевич, 1997; Кайдалов, 2010) датирован баррем – ранним альбом. В восточной части Удыльского блока строение адаминской свиты изучено при ГДП-200 (Добкин, 2012). Низы разреза свиты вдоль водораздельной линии хр. Межозерный слагают: 1. Аргиллиты с пластами туфов основного состава (8-10 м), кремнистых пород (0,4 – 10 м) реже – известняков (2-3,5 м). К средней части пачки приурочен поток миндалекаменных базальтов мощностью 70 м. В аргиллитах и кремнистых породах пачки собраны остатки радиолярий *Pseudodictyomitra* cf. *carpatika* (Lozyniak), *P.* sp., *Archeodictyomitra* cf. *apiarium* (Rust), *Amphipyndax* sp., *Sethocapsa uterculus* (Parona), *Sethocapsa* sp., *Holocryptocanium* sp., *Thanarla* ex. gr. *brouweri* (Tan), *Stichocapsa* sp., *Praeconocaryomma* sp. В известняках – находки *Holocryptocanium* sp., *Archeodictyomitra* cf. *rigida* Pessagno, *Thanarla* ex. gr. *brouweri* (Tan), *Pseudodictyomitra* cf. *carpatika* (Lozyniak), *Sethocapsa uterculus* (Parona), *Parvicingula* sp. Мощность пачки – 280 м. 2. Туфы базальтов

алевроитовые – 130м. 3. Кремнистые породы красноцветные с остатками радиолярий *Pseudodictyomitra* sp – 80 м. 4. Алевролиты тёмно-серые – 80м. 5. Базальты миндалекаменные – 60м. Всего мощность по разрезу 630м. В алевролитах и известняках низов свиты собраны достаточно представительные коллекции радиолярий, характеризующих, по мнению И.В. Кемкина, возраст отложений от ранней юры до раннего мела, от средней юры до раннего мела и от поздней юры до раннего мела. Некоторые формы ограничивают возраст отложений валанжином. Верхнюю половину свиты слагают: 6. Кремнисто-глинистые породы с прослоями аргиллитов (3-5 м) и кремнистых пород (0,5-1 см) с остатками радиолярий *Sethocapsa* sp., *Praeconocaryomma* sp., *Cinguloturris* cf. *cylindra* Kemkin et Rudenko, *Archaeodictyomitra* sp., *Pseudodictyomitra* sp., *Xitus* sp – 250м. 7. Алевролиты тонкослоистые с неопределимыми остатками радиолярий – 200м. 8. Кремнисто-глинистые породы с прослоями аргиллитов и кремнистых пород (до 0,1 м) с остатками радиолярий *Sethocapsa* sp., *Archaeodictyomitra* cf. *Apiarium* (Rust), *Ristola* sp., *Thanarla* ex. gr. *Brouweri* (Tan), *Pseudodictyomitra* sp., *Amphipyndax* sp. – 200м. 9. Кремнистые породы с прослоями аргиллитов и остатками радиолярий *Spumellaria* и *Nassellaria* – 70 м. Мощность по разрезу составляет 720 м. Общая мощность адаминской свиты в стратотипической местности составляет 1300 м. Радиолярии, обнаруженные в кремнистых и кремнисто-глинистых породах верхов свиты, в большинстве своем, отвечают тем же возрастным интервалам, что и для нижней части свиты. Присутствие в самых верхах свиты ранне-среднеальбских форм позволяет определить возраст свиты, в целом, как позднеюрский–раннемеловой (средний альб).

Аналогичные по составу отложения закартированы в центральной части территории в бассейне правобережья р. Амгунь (бассейн рр. Вьюн-Климовка) и доизучены при ГДП-200 В.А. Кайдаловым (1980, 2010). Низы их сложены преимущественно вулканитами основного состава (базальты, долериты зеленокаменно изменённые, туфы основного состава) с пачками кремнистых пород (до 20 м) мощностью 590 м. Верхнюю часть свиты здесь представляют преимущественно глинистые сланцы и алевролиты, расслоенные туффитами, туфами, пёстро-окрашенными кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами общей мощностью 820 м. Совместно они слагают единый тектонический блок. Находки органических остатков представлены радиоляриями: *Dicteomitra apiarium* (Rust), *D.* sp.cf. *D. chalilovi* (Aliev), *D.exctllens* (Tan), *D.communis*(Squinabol), *Hiscocapsa kaminogoensis* (Aita), *H. uterculus* (Parona), *Crolanium puga* (Schaaf), *Mirifusus chenodes* (Renz), *Parvicingula boesii* (Parona), *Pseudodictyomitra carpatica* (Ljzyniak), *Pseudoeucyrtis* sp. cf. *P. apochrypha* O'Dogherty, *Thanarla brouweri* (Tan), *T. lacrimula* (Foreman), *Xitus clava* (Parona), возраст которых определен С.В. Зябревым как готерив-барремский. Кроме того,

в сборах бассейна р. Вьюн присутствуют редкие радиолярии *Dictyomitra apiarium* (Rust) и *Cinguloturris celindra* Kemkin and Rudenko титон-валанжина, а также перекристаллизованные *Dictyomitra* sp. и *Thanarla* sp. плинсбах-сеномана. С учётом того, что адаминская свита перекрывает ранне-позднеюрскую киселёвскую свиту и в большинстве случаев её верхняя граница по органическим остаткам определяется как среднеальбская возраст её принят позднеюрским-раннемеловым. Общая мощность свиты в бассейне р. Вьюн оценивается в 1400 м. Разрозненные выходы свиты от бассейна р. Вьюн прослеживаются в северо-восточном направлении до бассейна р. Тывлинка, слагая ядерные части антиклинальных складок. Представлены они алевро-песчанистыми отложениями нередко туфогенными с прослоями и линзами кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, карбонатизированных метаэффузивов, туфов основного состава и известняков (хр. Конди–оз. Джевдуха, юго-западное побережье оз. Орель). Далее, в северной части водороздела оз. Орель-Чля и у мыса Скалистый свита сложена кристаллокластическими пироксенсодержащими туфами, пластовыми телами вулканитов основного состава с линзами и прослоями кремнистых пород. Формирование отложений свиты происходило, вероятнее всего, в условиях подводных вулканических поднятий на фоне океанических котловин, в которых накапливались гемипелагические осадки иногда с присутствием обвального-оползневых (алевролиты с обломками и глыбами кремнистых пород туфов и песчаников) и туфогенных фаций. Литологическое сходство и возрастные характеристики вулканогенно-кремнистых и терригенных образований бассейнов р. Вьюн и оз. Удыль позволяют говорить об их формационном единстве и предполагать одновременность их формирования в пределах единой структуры рифтогенного типа.

*Субвулканические габбро и габбродолериты (vJ<sub>3</sub>–K<sub>1ad</sub>)* распространены ограниченно среди metabазальтов адаминской свиты в бассейне р. Вьюн, где они слагают два небольших интрузивных тела. Контактное воздействие на базальтоиды покровной фации выражаются в слабой перекристаллизации и ороговикании последних, проявленными в экзоконтактной зоне шириной до нескольких метров. Состав субвулканических тел однороден и представлен преимущественно среднезернистыми габбро, иногда переходящими в габбродолериты. Как в покровных, так и в субвулканических породах широко проявлены зеленокаменные преобразования, выразившиеся в образовании хлорита, актинолита, эпидота и альбита. Породы состоят из моноклинного пироксена, плагиоклаза, в габбро, кроме того, присутствует оливин. Из аксессуаров отмечаются только апатит и рудный минерал. Содержание кремнезёма в габбро колеблется в пределах 43–47%, сумма щелочей, при резком преобладании окиси натрия (2,38–4,16%) над окисью калия (0,13–0,3%), колеблется от 2,39 до 4,37%, превышая таковые содержания в породах покровной фации

на 1%. Тела габброидов отчётливо выделяются в аэромагнитном поле локальными аномалиями интенсивностью до 500-1000нТл. От базальтоидов покровной фации отличаются резко повышенными значениями магнитной восприимчивости (до 1300-1700·10<sup>-5</sup> ед. СИ) и большей плотностью пород 3,02-3,06 г/см<sup>3</sup>.

Субвулканические габбро и габбродолериты тесно взаимосвязаны с формированием базальтоидов островных вулканов позднеюрского-раннемелового возраста и датируются возрастом адаминской свиты.

### 1.2.3.2. Мел

*Жорминская толща* (K<sub>1</sub>žm) выделена при производстве ГДП-200 на территории смежного с юга листа М-54-I (В.А. Кайдалов, 2007). В пределах листа N-54 толща закартирована на всем протяжении Приамурской подзоны от побережья Сахалинского залива на севере до бассейна нижнего течения р. Битки на юге. Кроме того, выходы её наблюдаются в районе оз. Удыль и на правом берегу р. Амур в районе с. Новотроицкое, восточнее основной площади её распространения. Толще присущ пёстрый состав с преобладанием песчаников, пачек их переслаивания с алевролитами, присутствием аргиллитов и туфогенных разностей пород, а также конгломератов, конглобрекчий, редко – туфов основного и среднего состава, наблюдаемых на различных стратиграфических уровнях её разреза. Взаимоотношения её с адаминской свитой чаще всего тектонические. В районе оз. Удыль (Добкин, 2012) в основании толщи, при тектоническом контакте её с адаминской свитой, наблюдаются конгломераты и конглобрекчии с глыбами и обломками вулканитов основного состава и кремнистых пород, содержащих остатки радиолярий возрастного интервала от средней юры по ранний мел. Это косвенно свидетельствует о следах размыва на границе этих стратонов и возможном структурном или стратиграфическом несогласии между ними. По данным В.А. Кайдалова (2010), иногда наблюдаются согласные отношения жорминской толщи с подстилающей её адаминской свитой. Нижняя часть разреза толщи характеризуется более грубозернистым составом за счет присутствия псефитовых разностей пород. Разрез её изучен вдоль хр. Межозёрный в районе оз. Удыль. Здесь толща по тектоническому нарушению граничит с отложениями адаминской свиты. В видимом основании её залегает пачка (40м) конгломератов с угловатыми глыбами зелёных и сургучных кремнистых пород, переходящими вверх по разрезу в гравийные конгломераты с единичными глыбами кремнистых пород, перекрытых горизонтом тёмно-серых и зеленовато-серых алевролитов мощностью 130 м. Завершают разрез гравийные конгломераты с единичными глыбами кремнистых пород и вулканитов основного состава (200м). Алевролиты содержат многочисленные остатки *Inoceramus udylensis* Zon., единичные *Oxytoma* sh.,

*Acila divaricata* (Hinds), *Pelecypoda* sp., *Lima* sp. Вышележащая часть толщи, изученная на мысе Скальный, в низах представлена пачкой преимущественно туфогенных песчаников с прослоями алевролитов с характерными следами подводного оползания осадков (67м). Она перекрыта более мощным комплексом (572 м) алевролитов с редкими прослоями песчаников (от долей метра до 10 м) и маломощными прослойками мергелей с фауной фораминифер *Numulitida*, *Buliminidae*, *Calcisphaerulidae*, *Calcisphaera* sp., остракод *Mandelstamia usbekistanesis* Andreev, криноидей, возможно кораллов. Среди алевролитов наблюдаются горизонты олистостром мощностью от 4 до 35 м, глинистый матрикс в которых содержит обломки и глыбы алевролитов, песчаников, кремнистых пород, туфов андезитов и известняков. В матриксе олистостром отмечены обломки иноцерамид также как и в слое алевролитов (26 м), завершающих разрез комплекса. Завершается разрез толщи пачкой (230 м) переслаивания (через 0,2-1,0м) алевролитов и песчаников с призматическими слоями пелеципод. Верхняя часть толщи кроме того изучена в разрезах по хр. Дудинскому и на правом берегу р. Амур по коренным обнажениям между посёлками Монгол и Савинское. Сложена она преимущественно песчаниками с редкими прослоями алевролитов, туффитов. В низах разреза среди песчаников отмечаются отдельные пласты гравелитов мощностью до 3 м, а верхах – пачки ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность этой части разреза толщи составляет 810 м. Пограничные слои жорминской толщи и перекрывающей её силасинской свиты наблюдались в коренных обнажениях по Вассинской протоке (Эйхвальд, 2003). На всём протяжении изученной части разреза этих стратонов породы содержат многочисленные и разнообразные остатки макрофауны и флоры альба и сеномана, чётко привязанные к определённым слоям. При дополнительном изучении данный разрез может стать опорным для установления границы нижнего и верхнего мела Нижнего Приамурья. По латерали состав толщи достаточно выдержан, несколько отличаясь количественным соотношением в составе песчаников и алевролитов. В междуречье Амур – оз. Орель среди песчаников присутствуют граувакковые средне-крупнозернистые до гравелистых разности с прослоями алевролитов, туфогравелитов и осадочных брекчий. На правом берегу р. Амур в районе пос. Новотроицкое в составе толщи увеличивается количество туфогенных разностей пород и пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность толщи оценивается в 1600-2500 м, увеличиваясь в северной части территории. Жорминская толща охарактеризована фауной пелеципод, остракод, гастропод, радиолярий, фораминифер, реже морских ежей, криноидей. Редко встречаются ракообразные, брахиоподы и отпечатки флоры в верхней части разреза толщи. Из наиболее значимых находок органики необходимо отметить многочисленные сборы *Inoceramus udylensis* Zon., *In. cunensis* Zon., характерных, по мнению Т.Д.

Зоновой, для альбских отложений. На мысе Скальный (оз.Удыль) известны находки *Eogaudryceras (Eotetragonites) cf. duvalianus* (Orb.) апт-альба и альбские *Inoceramus cf. udylensis* Zon. Находки органики в большинстве своём отвечают апт-альбскому, редко сенманскому возрастному уровню. Учитывая, что конгломераты и конглобрекции наблюдаемых низов толщи содержат обломочный материал отвечающий породам адаминской свиты, возраст которой определен как позднеюрский-среднеальбский, жорминская толща определена как средне-позднеальбская.

*Силасинская свита (K<sub>1-2</sub>sl)*. Отложения, относимые к этой свите, впервые выделены А.Ф. Майбородой (1967) под названием удоминская свита. По водоразделу рек Бол. Силасу – Моко им изучен разрез свиты мощностью 1395 м, сделаны сборы органических остатков, определивших возраст свиты. При ГДП-200 В.А. Кайдаловым в связи с изменениями в структурном районировании территории комплекс отложений удоминской свиты был переименован в силасинскую свиту с сохранением за ней ранее принятого стратотипа его возраста. Более всего свита распространена в южной части территории от бассейна приустьевой части р. Амгунь до оз. Удыль и на правом берегу р. Амур в районе пос. Тахта – оз. Дыльменское. Свита представлена алевролитами, песчаниками, их туфогенными разностями, меньше силицифицированными туфами, кремнистыми породами, туффитами, туфами основного и среднего состава. Вулканогенные разности более присущи верхней половине разреза свиты. Мощность свиты колеблется от 1500 до 1800 м. Свита согласно перекрывает нижележащую жорминскую толщу, что наблюдалось в районе г. Силасу, где пачка алевролитов мощностью 235 м с постепенным переходом согласно перекрывает преимущественно песчаниковые образования жорминской толщи (Майборода, 1967). В верхней части этой пачки присутствует горизонт (30 м) туфогенных песчаников с редкими прослоями туффитов (до 0,5 м). Выше залегает пласт (55 м) туфов основного состава с редкими прослоями алевролитов, содержащих остатки иноцерамов плохой сохранности. Этот пласт вверх по разрезу сменяется пачкой (180 м) туфогенных песчаников с прослоями (1-5 м) алевролитов с остатками *Inoceramus cf. yabe* Nagao et Mat., *In. sp. nov.* (ex gr. *In. pedalionoides* Inai), *In. concentricus* Park. var. *nipponicus* Nagao et Mat. Перекрывающий их горизонт туфов основного состава (130 м) включают отдельные прослои тонко переслаивающихся туфогенных песчаников и алевролитов мощностью до 5 м. Мощная пачка вышележащих алевролитов (310 м) с редкими прослоями (до 0,5 м) туфогенных песчаников также содержит остатки иноцерамид. Завершается разрез толщей (440 м) туфогенных мелкозернистых песчаников, ритмично переслаивающихся (мощность прослоев 0.1-0,5 м) с алевролитами, перекрытой венчающим разрез свиты горизонтом туффитов (45 м). Общая мощность свиты по разрезу 1395 м. Аналогичный по составу разрез свиты изучен на водо-



разделе ручьёв Кадынский и Горный. В верхней части его прослой алевролитов содержат остатки *Inoceramus cf. amakusensis* Nagao et Mat, *In. ex gr. Schmidt* Mich., *In. cf. amakusensis* Nagao et Mat. В восточном направлении от бассейна р. Силасу в составе свиты отмечается увеличение алевролитовой составляющей с появлением среди них прослоев аргиллитов и кремнистых пород. Интересен разрез нижней части свиты на мысе Санга (оз. Удыль) общей мощностью около 1000 м (Кайдалов, 2010). В его составе преобладают алевролиты с маломощными прослоями песчаников (до 0,1-0,15 м). В единичных случаях песчаники слагают отдельные горизонты мощностью до 100 м. Характерная особенность алевролитов – постоянное присутствие в них гальки, обломков и глыб песчаников, кремнистых пород, туфов, аргиллитов, реже известняков. Восточнее, на левобережье р. Амур в разрезе по Вассинской протоке (Эйхвальд, 2003), где наблюдалось согласное взаимоотношение между жорминской толщей и силасинской свитой, последняя представлена преимущественно алевролитами со сфероидально-скорлуповатой отдельностью, с редкими мергелистыми конкрециями, стяжениями и прослоями мелкозернистых зачастую туфогенных песчаников. Мощность наблюдаемой здесь нижней части свиты составляет 84 м. Эти отложения содержат обильную фауну брахиопод, двустворчатых и головоногих моллюсков, морских ежей, гастропод, ракообразных и ископаемой флоры. Находки (Майборода, 1967; Кайдалов, 2010, Эйхвальд, 2003) в отложениях свиты фауны *Inoceramus cf. interruptus* Krymg., *In. cf. yabei* Nagao et Mat., *Dirostrina concentric* (Park.), *In. Udylensis* Zon., *In. cf. tenuistriatus* Nagao et Mat., *In. cf. beringensis* Perg. (определения В.Н. Верещагина, А.А. Капицы, Л.Д. Третьяковой) позволяют принять возраст свиты альб-сеноманским.

К северу от вышеописанной площади в бассейне правобережья р. Амур в районе пос. Новотроицкое, Тахта, Кальма В.А. Шуршалиной (1975) были закартированы отложения достаточно представительного охарактеризованные остатками иноцерамид альб-сеноманского возраста, отнесённые ею к ларгасинской свите. Изменения в структурном районировании Западно-Сихотэ-Алинской СФЗ с выделением в её составе Чаятынской подзоны обусловили переименования стратонов, выполняющих эту подзону. Ныне, в соответствии с Легендой ДВ серии, отложения бывшей ларгасинской свиты в пределах этой подзоны рассматриваются как апт-альбская силасинская свита. Представлены они комплексом мелководных отложений преимущественно песчаникового состава с подчинением алевролитов, гравелитов, осадочных брекчий и конгломератов, отмечаются туфогенные разности этих пород. Для пород комплекса в целом характерна скорлуповатая отдельность, косая слоистость, волноприбойные знаки, обилие растительного детрита. Низы разреза свиты мощностью около 400 м изучены на участке Чильма – Тахта. Базальный горизонт (150 м), с размывом залегающий на алевролитах подстилающей жорминской толщи,

представлен грубозернистыми песчаниками с прослоями и линзами осадочных брекчий и гравелитов мощностью до 0,5 м, а также с пластами конгломератов мощностью до 6 м. Псефитовая составляющая – это плохо окатанные обломки песчаников, алевролитов, кремнистых пород. Вышележащая часть разреза мощностью около 1200 м сложена преимущественно песчаниками разнозернистыми до грубозернистых с примесью туфогенного и карбонатного материала в цементе, с прослоями туфогенных песчаников. Алевролиты тяготеют к нижней части разреза свиты, где в переслаивании с песчаниками слагают отдельные пачки мощностью 90-160 м. В средней и верхней части разреза свиты им отведена роль только прослоев в пачках преобладающе песчаникового состава. На разных стратиграфических уровнях разреза отложения свиты охарактеризованы обильной фауной иноцерам: *Inoceramus* sp. aff. *nipponicus* Nagao et Met., *In.* cf. *ginterensis* Perg., *In.* ex gr. *tenuistriatus* Nagao et Met., *In.* *pennatulus interjectus* Perg., *In.* cf. *btrigensis* Perg., *In.* *jabei* Nagaj et Met и др., свидетельствующие, по мнению М.А. Пергамента, о сеноманском возрасте вмещающих отложений. Наличие формы близкой к *In. anglicus* Woods, типичной для альба и сеномана, позволяет считать возраст свиты альб-сеноманским.

*Утицкий комплекс базальт – андезитовый* объединяет покровные и субвулканические образования. Покровные фации объединены в утицкую свиту. *Утицкая свита* (*K<sub>2ut</sub>*) завершает разрез Приамурской подзоны. Свита выделена В.А. Кайдаловым в 1990 г. в среднем течении р. Утица по результатам ГС-50. Свита распространена только в юго-восточной части территории в междуречье Моко-Бол. Силасу, Мы-Тыми и Гера-Пушю, а также в бассейнах рек Утица и Ухта. Свита сложена туфопесчаниками, туфоалевролитами, пачками их переслаивания, туфами основного и среднего состава, базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами и их туфами, трахиандезибазальтами, туффитами и аргиллитами. Мощность свиты составляет – 1400 м. Свита изучена в разрезах на водоразделе рр. Утица-Цулдуны (700 м), Еловая–Дяпу (600 м), у с. Дуди (390 м). В нижних частях разреза свиты преобладают туфогенно-осадочные породы, а в её верхах - вулканогенные разности. В стратотипическом разрезе (Еловая–Дяпу) нижняя граница свиты проводится по подошве пласта песчаников (50 м), со следами небольшого размыва залегающего на алевролитах силасинской свиты. Выше (550 м) разрез утицкой свиты представлен чередованием пластов туфопесчаников (40-100 м) и туфоалевролитов (55-120 м), редко – алевролитов (50 м) иногда с растительным детритом. В песчаниках редко отмечаются обломки алевролитов гравийной размерности. К юго-западу от изученного разреза в междуречье ручьёв Кадынский-Моко в составе свиты (720 м) отмечается преобладание алевролитов, иногда ритмично переслаивающихся с песчаниками. Редко среди них наблюдаются их туфогенные разности и маломощные прослои (до 0,5 м) туфов андезитов. К северо-востоку и югу

возрастает роль туфопесчаников, песчаников и туфов основного состава. В целом для свиты отмечается резкое уменьшение количества находок органических остатков по сравнению с подстилающей силасинской свитой. В районе с. Дуди в туфоалевролитах обнаружены остатки радиолярий *Spumellaria* и *Nassellaria*, а в бассейнах руч. Нижний и р. Верх. Тыми в алевролитах и туфах основного состава найдены *Variamussium* sp., *Pelecypoda* sp., *Lima(?)* sp., *Desmiophyllum* sp., а на левобережье р. Прав. Гера – единичный отпечаток *Inoceramus* sp. indet. Верхняя часть разреза свиты наряду с туфогенно-осадочными породами в значительной мере содержит разнообразные вулканические образования базальт-андезиобазальтового состава (туфы, лавы, туффиты иногда с включением вулканических бомб и обломков вулканического шлака). Органические остатки в этой части разреза свиты очень редки. Характерно практически полное исчезновение фауны иноцерам, среди единичных находок которых определены только *Inoceramus* sp. Определяющими возраст свиты органическими остатками являются отпечатки панцирей морских ежей *Holaster* sp. indet (cf. *carinatus*), *Agassiz*, известных в сеномане Франции. Кроме того, стратиграфическое положение свиты выше альб-сеноманской силасинской свиты позволяет определить её возраст как поздне меловой (сеноманский).

Субвулканические фации утицкой свиты представлены базальтами ( $\beta K_{2ut}$ ), андезитами ( $\alpha K_{2ut}$ ), их эксплозивными брекчиями и андезибазальтами ( $\alpha\beta K_{2ut}$ ) утицкого базальт-андезитового комплекса. Они слагают небольшие по площади (до 7 км<sup>2</sup>) интрузивные тела и дайки преимущественно северо-восточного простирания при мощности от 1-5 до 400 м протяжённостью от первых сотен метров до первых километров среди полей развития утицкой и реже силасинской свит. По составу субвулканические тела однородны, контакты их с вмещающими отложениями чёткие субсогласные и секущие. Ширина экзоконтактовых зон ороговикования не превышает 50 м, вмещающие породы пронизаны прожилками кальцита, хлорита, участками несут вкрапленность пирита. В эндоконтактах (1-2 см) субвулканические породы обычно мелкопорфировые, зачастую содержат обломки вмещающих пород. К центру тел размер вкрапленников увеличивается до 5-8 мм. Краевые части даек нередко сложены эксплозивными брекчиями. Субвулканические тела на фоне вмещающих осадочных пород выделяются положительным магнитным полем значениями 200-500 нТл и пониженными содержаниями РАЭ. На МАКС они не дешифрируются. Основная масса базальтов состоит из плагиоклаза, клинопироксена, реже ортопироксена, стекла и рудного минерала, а вкрапленники до 3-4 мм представлены клинопироксеном, реже ортопироксеном, зональным плагиоклазом (№ 42-63) и оливином. В минеральном составе андезитов исчезает оливин и появляется роговая обманка и биотит. Среди акцес-

сорных в шлифах наблюдаются апатит и рудный минерал, а в протолочках циркон, апатит, пирит, магнетит, галенит, реже хромит, мартит, ортит, гранат, ильменит..

Описанные субвулканические образования датируются поздним мелом на основании их ассоциации с отложениями утицкой свиты, Радиологические (K/Ar) датировки экспозивных брекчий базальтов составляют 94 (сеноман) и 70 (маастрихт) млн. лет, что не противоречит их позднемеловому возрасту.

### 1. 3. Хоккайдо-Сахалинская СС

#### 1.3.1. Юра-мел

Верхняя юра – нижний мел

*Орлинская свита* (J<sub>3</sub>-K<sub>1or</sub>). Метабазальты (спилиты), метадолериты, лавобрекчии и туфы андезибазальтов, гиалокластиты основного состава; яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, туфоалевролиты, радиоляриты, линзы известняков.

Свита обнажена в пределах п-ова Шмидта на небольших площадях Восточного хребта между мысами Бойница и Левенштерн. В южной части хребта ее отложения слагают тектоническую пластину, перекрывающую Южно-Шмидтовский массив гипербазитов, а севернее – тектонические блоки и глыбы в поле развития елизаветинского тектонического комплекса. Взаимоотношения орлинской свиты с нижележащими отложениями неизвестны, вышележащими – повсеместно тектонические.

Наиболее полный разрез свиты изучен южнее устья р. Орлиная и является стратотипическим. Здесь снизу вверх наблюдаются: 1. Метабазальты массивные – 50 м. 2. Туфы агломератовые с включением глыб сургучных яшм – 13 м. 3. Лавы андезибазальтов шаровые и подушечные – 12 м. 4. Туфы основного состава с прослоями туфобрекчий (до 10 м) с редкими обломками кремнистых пород и известняков. В направлении к кровле слоя количество включений этих пород увеличивается, появляются крупные глыбы (10-25 м) сургучных яшм – 95 м. 5. Андезибазальты массивные – 40 м. 6. Метабазальты миндалекаменные – 15 м. 7. Туфобрекчии массивные с включениями глыб кремней и окремненных известняков – 75 м. 8. Туфы андезибазальтов массивные – 65 м. 9. Метабазальты, туфобрекчии и туфы с включением глыб яшм розоватого и бурого цвета, а также известняков и кремней – 85 м. 10. Туфы массивные с включениями розовых, серых и белых известняков и кремней – 140 м. 11. Лавы андезибазальтов подушечные и шаровые – 35 м. Мощность свиты по разрезу – 605 м, а общая мощность – 800 м.

Ранее Г.С. Ведерниковым (год) в слое №4 в глыбах сургучно-красных яшм обнаружены остатки радиолярий *Conosphaera* aff. *sphaerozoica* Zham., *C. cf. sakhalinica* Zham., *C. cf. sphaeroconus* Rust, *Porodiscus* sp., *Stylodictya* sp., *Dictystyostrum* sp., *Hagiastrum* (?)

sp., *Tricolocapsa* sp., *Tricolocampe* sp., *Dictyomitra* sp., *Lithomitra* (?) sp., *Lithocampe* sp., *Stephanidae*, *Lithocampinae* (определения А.И. Жамойды). По заключению А.И. Жамойды, этот комплекс радиолярий сходен с найбильским комплексом *Dictyomitra*, характерным для остринской свиты и нижнехойской подсвиты, и по присутствию *Saturnalis* – с верхнехойской подсвитой (альб-низы турона).

В радиоляритах (сборы Г.С. Ведерникова из глыб кремнистых пород елизаветинского меланжа) А.М. Моксякова (ВНИГРИ) установила многокамерные радиолярии из родов *Lithostrobos*, *Dictyomitra*, *Lithocampe* и двукамерные закрытые, представленные родами *Dicthocapsa* (отряд *Nassellaria*) и *Cenospharea* (отряд *Spumellaria*), типичных для мезозоя Русской платформы и Приморского края.

Ю.Н. Разницин ( ) приводит список радиолярий, обнаруженных в сургучных яшмах из глыб: *Saturnalisamissus Squinabol*, *Sphaerostylus Lanseola* (Parona) group., *Histiastrum* cf. *valanginica* Aliev, свидетельствующих об их позднеюрском-меловом возрасте (определения В.С. Вишневской).

### 1.3.2. Мел

#### Нижний мел

*Марийский вулканический комплекс трахиандезит-базальтовый* объединяет покровные и субвулканические образования преимущественно основного, меньше – среднего состава, слагающие фрагмент Марийской вулканической постройки.

*Марийская толща* (K<sub>1</sub>mg) сложена лавами metabазальтов, андезибазальтов, вулканическими брекчиями, туфами основного и среднего состава, прослоями туффитов и кремнекислых туфогенных алевролитов.

Толща распространена в северо-западной части Западного хребта п-ова Шмидта. Пространственная разобщенность ее с площадями развития ранее описанной орлинской свиты не позволяет говорить о характере их контакта. Со стратиграфическим и угловым несогласием марийская толща перекрывается эоцен-олигоценными терригенно-вулканогенными отложениями мачигарской свиты.

Породы марийской толщи слагают одноименную Марийскую антиклиналь, осложненную разрывными нарушениями. В магнитном поле толща выражена линейными контрастными положительными аномалиями интенсивностью до 2500 нТл.

В разрезе толщи вдоль побережья Сахалинского залива представлены (Коновалов, 2010): 1. Метабазальты меланократовые порфиоровые гематитизированные – 180 м. 2. Лавобрекчии массивные и неясно слоистые с угловатыми и сглаженными по форме обломками и глыбами альбитизированных порфиоровых metabазальтов – 170 м. 3. Метабазальты

подушечные и шаровые миндалекаменные альбитизированные с прослоями лавобрекчий того же состава – 300 м. 4. Лавобрекчии порфирированных метаандезиобазальтов – 60 м. 5. Переслаивание миндалекаменных и массивных лав метаандезиобазальтов и метаандезитов с прослоями лавобрекчий того же состава – 430 м. 6. Переслаивание вулканических брекчий, туфов и лав андезитового состава – 260 м. 7. Туфы андезитов тонкослоистые и массивные – 260 м. 8. Переслаивание метаандезиобазальтов с лавовыми брекчиями того же состава – 230 м. Мощность толщи по разрезу – 1890 м.

Пласты лав в толще имеют мощность от нескольких метров до 100 м. В нижней части разреза толщи потокам лав присущи шаровые и подушечные текстуры, что свидетельствует об их подводном излиянии. Туфовые разности распространены незначительно и приурочены к верхам разреза, где ассоциируют с вулканическими брекчиями.

В туфогенных алевролитах марийской толщи присутствует комплекс радиолярий: *Acaeniotyle* (?) *glebulosa* (Foreman), *A. umbilicata* (Rust), *Archaeodictyomitra lacrimula* (Foreman), *A. excellens* (Tan), *A. sp.*, *Holocryptocanium Barbui*, *Dumitrica*, *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak), *P. sp.*, *Tnanaria pulchra* (Squinabol), который датирует возраст толщи с верхнего валанжина по альб (определения Н.Ю. Брагина), т.е. раннемеловым.

#### Нижний-верхний мел

*Тойская свита* (K<sub>1-2ts</sub>) представлена аргиллитами, алевролитами, прослоями окремнелых песчаников, кремнистых алевролитов, песчаников с мергелистыми конкрециями.

Свита распространена на западных отрогах Восточного хребта п-ова Шмидта, от побережья Северного залива до верховьев р. Валовская. Ее взаимоотношения с более древней орлинской свитой повсеместно тектонические. По коренным обнажениям залива Северный изучена средняя часть разреза свиты. Ее слагают: 1. Алевролиты и аргиллиты тонко переслаивающиеся с остатками *Jnoceramus* cf. *yabei* Nag. et Mat – 70 м. 2. Аргиллиты тонкослоистые, с пропластками мелкозернистых песчаников и редкими прослоями окремненных алевролитов – 180 м. 3. Аргиллиты через 0,1-1,0 м, переслаивающиеся с окремненными алевролитами и с нитевидными примазками-слоями серых мелкозернистых песчаников – более 70 м. Видимая мощность свиты по разрезу составляет 320 м. Общая мощность свиты в районе Северного залива оценивается в 550-900 м, а на юге, в верховьях р. Вазовская – в 350-400 м.

Свита охарактеризована остатками: *Jnoceramus* ex gr. *crippsi* Nag. et Mat., *In.* cf. *yabei* Nag. et Mat., *In.* cf. *neocaledonicus* Leon. (определения Т.Д. Зоной) условно альб-сеноманского возраста.

## Верхний мел

*Томинская свита* ( $K_{2tm}$ ) представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, меньше – песчаников и их туфогенными разностями с туфами и туфобрекчиями среднего и основного состава. Распространена она в восточной части п-ова Шмидт.

Наблюдаемые взаимоотношения ее с подстилающей тойской свитой тектонические. За базальный горизонт свиты принята пачка туфов мощностью 8-10 м, которая закартирована в 0,5 км к северо-западу от устья р. Порш. Разрез свиты изучен вдоль побережья Охотского моря между реками Колф и Порш. Низы разреза представлены пачкой песчаников, иногда туфогенных и граувакковых, переслаивающихся с количественно подчиненными им аргиллитами, реже алевролитами и редкими прослоями туфов мощностью от 3 до 25 м. Мощность пачки 318 м. В верхней части ее в песчаниках обнаружены остатки *Jnoceramus repressius* Zon. (MS), *In. cf. concentricus* Park., *In. gradilis* Perg., *In. ex gr. tenuis* Mant. (определения Т.Д. Зоновой). Выше залегает пачка преобладающе аргиллитового состава часто расслоенная горизонтами туфов мощностью от 6 до 16 м. Изредка отмечается переслаивание аргиллитов с туфопесчаниками, песчаниками и алевролитами. Среди аргиллитов отмечаются окремненные разности. В алевролитах нижней части пачки обнаружены остатки *Jnoceramus sp. repressius* Zon. (MS), *In. sp. indet.* (определения Т.Д. Зоновой). Мощность пачки 382 м. Строение верхней половины свиты наблюдались лишь в маршрутных пересечениях. От нижней части оно отличается практически полным отсутствием туфов и литологической близостью с тойской свитой. Верхи томинской свиты сложены ленточно-слоистыми алевролитами и аргиллитами, с подчинением им кремнистых разностей этих пород и кроме того песчаников и туфопесчаников. Мощность этой части свиты достигает 500-700 м, а общая мощность оценивается в 850-1600 м.

В отложениях томинской свиты кроме вышеуказанных форм присутствуют *Jnoceramus nipponicus* Nag. et Mat., *Jnoceramus pressulus* Zon. (MS) а также *Anagaudryceras sasya* Forbes. (определения Т.Д. Зоновой), которые позволяют сопоставлять ее с низами быковской свиты южного Сахалина и датировать сеноманом.

*Славянская свита* ( $K_{2sl}$ ) сложена преимущественно песчаниками, иногда туфогенными, с прослоями алевролитов, аргиллитов. Распространена на небольших площадях в районе верховьев рек Славянка, Пиль, Березовка, Батарейная, Конга, Шонга и Водопадная (Коновалов, 2010).

Взаимоотношения свиты с томинской свитой тектонические. Разрез нижней половины свиты изучен в бассейне р. Славянка, где его представляют две пачки. Нижняя из них сложена мелко-среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями

алевролитов, граувакковых песчаников и гравелитов. В песчаниках присутствуют обугленные растительные остатки и линзообразные маломощные тела светло-серых кремнистых пород. Видимая мощность пачки 280 м. Выше залегает пачка мощностью 220 м массивных туфогенных органогенно-обломочных песчаных известняков и известковистых туфогравелитов. Известняки содержат остатки мшанок из отрядов *Cuclostomata fabosoecia* sp., *Meliceritites* sp., *Ditexia* sp., *Cheilostomata* (определения В.М. Феофановой), а также обломки раковин *Ostrea* sp. indet. и члеников криноидей. Завершает описываемый разрез горизонт песчаных алевролитов со скорлуповатой отдельностью и обильными остатками обугленной флоры. Мощность его 50 м, а всего разреза – 550 м.

Верхняя половина разреза свиты сложена желтовато-зеленовато-серыми песчаниками и гравелитами, содержащими в верхней части прослой алевролитов, аргиллитов и редкие маломощные прослой углей и углистых аргиллитов. Мощность этой части разреза свиты – 850 м.

В окрестностях Эспенбергского горного узла и верховьях рек Водопадная, Конга, Шонга и Тулея в составе свиты отмечаются туфогенные разности песчаников, породы насыщены растительным детритом, отмечаются линзы и прослойки каменных углей. Мощность свиты оценивается в 1000-1500 м.

В песчаниках и алевролитах свиты по рекам Водопадная и Шонга Е.М. Смеховым и Н.С. Ерофеевым собраны: *Nelsonia alaskana* Holl., *N. sachalinensis* Krisht., *N. Serotina* Heer., *Cephalotaxopsis intermedia* Holl., *Sequoia* sp., *Magnolia tenuifolia* Josg., *Viburnum multinervum* Heer., *Phylites* sp. Кроме того Г.С. Ведерниковым найдены: *Asplenium disksonianum* Sleer., *Protophylocladus polymorphus* (Josg) Berry., *Thuja cretacea* (Newb.) Chaney, которые по заключению В.А. Вахромеева, сходны с флорами арковской и жонкверской свит Александровского района и датируют возраст славянской свиты как коньяк-кампанский.

## 1.4. Восточно-Буреинская ВПЗ

### 1.4.1. Ульбанский ареал

#### 1.4.1.1. Мел

#### Верхний отдел

*Савояжский вулканический комплекс* распространен в Ульбанском ареале Восточно-Буреинской ВПЗ и на описываемой территории отмечается лишь небольшими фрагментами площадью от 2,5 до 24 км<sup>2</sup> в Малахтинской, Гобдекской, Кантагарской, Чадайской, Иктингской, Юхтинской и Мангулийской вулканоструктурах, получивших соответствующие названия, в основном, от одноименных рек, к бассейнам которых они приурочены.



*Савоякская толща* ( $K_2sv$ ), объединяющая покровные фации одноименного комплекса, выделена на соседней с запада территории в 1970 г. С.И. Гороховым (Горохов, 1970), а свое название получила в 2000 г. (Махинин, 2000). В её состав включены андезиты, андезибазальты, дациты, их туфы и туфопесчаники, залегающие с резким угловым несогласием на юрских осадочных отложениях. Углы падения пластов от 0 до 30°. Наибольшую площадь (до 24 км<sup>2</sup>) эффузивы толщи занимают в Юхтинской вулканоструктуре, вытянутой от устья р. Мангули в северо-восточном направлении до побережья залива Александры. В их разрезе принимают участие андезиты, лавобрекчии и туфы андезидацитов с редкими прослоями андезибазальтов и пачкой ритмичного чередования пластов лавобрекчий и туфов. В Малахтинской вулканоструктуре в разрезе толщи преобладают туфы андезитов, андезидацитов и дацитов с подчиненным участием андезитов. В Гобдекской вулканоструктуре разрез эффузивов г. Гобдеки (120 м) представлен переслаиванием пачек андезитов (40 м и 60 м) с туфами андезитов (20 м). В Чадайской вулканоструктуре закартирован покров андезибазальтов мощностью около 250 м, а в Иктингской в делювии наблюдались туфы дацитов (40 м) и андезиты с прослоями туфов дацитов (120 м). В целом для толщи характерна частая и быстрая смена пород как по вертикали, так и по простиранию. Максимальная мощность толщи более 850 м (Бруско, 1974, Кайдалов, 1976).

*Субвулканические и жерловые образования* представлены, в основном, пластовыми телами и штоками монцогаббродиоритов ( $\mu\nu\delta K_2sv$ ), монцодиоритов ( $\mu\delta K_2sv$ ), андезитов ( $\alpha K_2sv$ ), андезидацитов ( $\alpha\zeta K_2sv$ ), кварцевых монцодиоритов ( $qu\delta K_2sv$ ), диорит-порфиритов ( $\delta\pi K_2sv$ ), гранодиорит-порфиров ( $\gamma\delta\pi K_2sv$ ), дайками андезитов ( $\alpha K_2sv$ ), диорит-порфиритов ( $\delta\pi K_2sv$ ), гранодиорит-порфиров ( $\gamma\delta\pi K_2sv$ ), дацитов ( $\zeta K_2sv$ ). Пластовые тела андезитов и андезидацитов фиксируются в средней части разреза покровных вулкаников на юго-восточных склонах гор Малахта и Командная. Внедрение их происходило по контакту пачек различного состава. Подошвы тел, в основном, совпадают с контактом пачек, тогда как кровля имеет слоистость. Выходы их на поверхность имеют форму удлиненных овалов, площадью до 1,3 км<sup>2</sup>. Мощность тел до 120 м. (Бруско, 1974).

Один из наиболее крупных штоков (1,2 км<sup>2</sup>), расположенный в верховьях р. Ланданджи, сложен мелко-среднезернистыми биотит-пироксеновыми монцодиоритами, которые в южной части массива фациально переходят в диорит-порфириты. Шток, расположенный в Чадайском вулкане на правом берегу руч. Салали-Нальди (0,8 км<sup>2</sup>) сложен мелко-среднезернистыми кварцевыми монцодиоритами, которые в западной части массива через зону мелкозернистых порфировидных кварцевых монцодиоритов шириной 100-150 м сменяются крупнопорфировыми андезидацитами (Кайдалов, 1976).

Штоки субвулканических гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов отмечаются среди образований Лангарийского массива, осадочных пород юры и покровных вулканитов толщи. Форма тел преимущественно изометричная, площадь их до 1 км<sup>2</sup>. Контакты штоков ровные близвертикальные (Бруско, 1974). Центральные части небольших штоков в районе Интингского вулкана сложены хорошо раскристаллизованными гранодиоритами, краевые – гранодиорит-порфирами, по внешнему облику похожими на дациты, а оторочка штока мощностью 1,5 – 3 м – почти нераскристаллизованными дацитами. Чаше штоков здесь встречаются крупные дайки гранодиорит-порфиров, тяготеющие к северо-восточному разлому, ограничивающему с северо-запада Интингский вулкан. Маломощные дайки гранодиорит-порфиров приурочены, в основном, к восточной части вулкана. Протяженность даек – первые сотни метров, мощность 5 – 10 м, редко 20 – 30 м. Ориентировка их обычно северо-восточная, реже – северо-западная (Кайдалов, 1976).

Дайки андезитов, нередко с многочисленными ответвлениями и апофизами, расположены, в основном, в Право-Осельгинской магматической зоне, реже встречаются в Чадайской и Юхтинской зонах. Мощность даек не превышает первых метров, протяженность до 300-500 м, простирание их обычно северо-восточное. Значительно реже встречаются дайки диорит-порфиритов и дацитов.

Жерловины изометричной и овальной в плане формы размером до 0,5 км<sup>2</sup> распространены в Малахтинской, Гобдекской, Чадайской и Юхтинской вулканоструктурах. Они сложены андезибазальтами, мантийными брекчиями андезитов, андезибазальтов, андезидацитов. Контакты жерл крутые, с падением к центру (Кайдалов, 1976).

Породы комплекса характеризуются умеренной и повышенной щелочностью и в целом имеют умеренно-натровую специализацию. Субвулканические фации более щелочные, чем покровные и жерловые. Отмечается пересыщенность глиноземом большей части покровных разновидностей, а также высокое отношение магний-кальций. Содержание элементов сидерофильной группы (Ni, Co, V) и меди из халькофильной группы ниже кларка. Содержание элементов литофильной группы (Mn, Ba, Sr, Zr) и свинца либо ниже кларка, либо близки кларковым.

Возраст комплекса датируется поздним мелом на основании калий-аргоновых определений абсолютного возраста, дающих интервал от 82 до 139 млн. лет (Бруско, 1974, Кайдалов, 1976, Козлов, 1981). На соседней с запада территории возраст савоякской толщи обоснован находками ископаемой флоры (Забродин, 2005). Геологические данные указывают также на доабсолютный возраст комплекса. Так на правом берегу р. Чадай монцитонитовиды Эльгинской интрузии прорывают андезибазальты, андезидациты и кварцевые монцитониты савоякского комплекса (Кайдалов, 1976).

*Маймагунский вулканический комплекс* распространен в Ульбанском ареале Восточно-Буреинской ВПЗ в тех же вулканоструктурах, что и савоякский, однако не имеет широкого распространения, а приурочен к отдельным вулканам центрального типа.

*Маймагунская толща* ( $K_2mt$ ) сложена, в основном, дацитами, трахидацитами, риодацитами, риолитами, их туфами и игнимбритами, перекрывающими савоякскую толщу, либо с угловым несогласием залегающими на юрских осадочных отложениях.

В Малахтинской вулканоструктуре эффузивы толщи занимают площадь около  $15 \text{ км}^2$  и представлены, преимущественно по наблюдениям в делювии, трахидацитами с маломощными и редкими линзами андезитов и их туфов и игнимбритами риодацитов – 200 м; игнимбритами риодацитов – 60 м; дацитами – 130 м; игнимбритами риолитов – 120 м). Всего 510 м (Брусско, 1974).

В Кантагарской вулканоструктуре толща представлена разрозненными покровами полосой северо-северо-восточного направления и общей площадью около  $4 \text{ км}^2$ . Здесь породы толщи залегают с угловым несогласием на юрских осадочных отложениях и прорваны дайками гранодиорит-порфиров Кантагинского массива. Разрез эффузивов (360 м), слагающих г. Кантагар, по наблюдениям в делювии, представлен трахидацитами – 100 м; игнимбритами трахириодацитов с линзой андезитов – 260 м.

В Иктингской вулканоструктуре породы толщи несогласно залегают на андезитах и дацитах савоякского комплекса на площади около  $4 \text{ км}^2$ . Залегание пород близгоризонтальное, с углами падения  $10-30^\circ$ . Сводный разрез толщи (390 м) представлен трахидацитами с линзами андезидацитов и игнимбритами дацитов – 150 м; игнимбритами риодацитов – 60 м; игнимбритами трахидацитов – 100 м; андезитами – 20 м; игнимбритами трахидацитов – 100 м; андезитами – 20 м.

В Юхтинской вулканоструктуре два покрова трахидацитов занимают площадь около  $1 \text{ км}^2$ . Мощность их около 50 м. Залегают они на лавобрекчиях андезидацитов савоякского комплекса (Кайдалов, 1976).

*Субвулканические, жерловые и экструзивные образования* представлены, в основном, штоками гранодиорит-порфиров ( $\gamma\delta\lambda K_2mt$ ), риолитов ( $\lambda K_2mt$ ), дацитов ( $\zeta K_2mt$ ) и андезидацитов ( $\alpha\zeta K_2mt$ ). Штоки субвулканических гранодиорит-порфиров расположены в наиболее эродированных частях поля вулканических пород на водоразделе Роянка-Кара, склонах гор Малахта, Гобдека, Чекинда, правобережье верховий Нижней Малахты. Вмещающими для них служат кварцевые монзониты Лонгарийского массива, осадочные породы юры, эффузивы мелового вулканогенного комплекса. Форма тел в плане преимущественно изометричная, площадь – до  $1 \text{ км}^2$ . Контакты штоков ровные близвертикальные.

Экструзии риолитов ( $\lambda K_2mm$ ) единичны. В плане они имеют изометричную, реже овальную форму, площадь их не превышает  $0,3 \text{ км}^2$ . Как правило, в эндоконтактах экструзий отмечаются мантийные брекчии. Мощность их – первые десятки метров, переход к разностям, слагающим центральные части экструзий, постепенный. Контакты тел ровные, четкие, имеют близвертикальное или весьма крутое падение к центру. Вмещающими для них служат покровные аналоги толщи (Бруско, 1974).

Жерловые фации изучены в Кантагарской и Юхтинской вулканоструктурах. Они представлены дацитами, взрывными брекчиями дацитов и андезидацитов, которые слагают небольшие штокообразные тела диаметром 150-500 м, редко больше и приурочены, в основном, к куполовидным вершинам. Контакты тел крутые ( $60-70^\circ$ ), с падением к центру. Отмечаются апофизы во вмещающие породы (Кайдалов, 1976).

По химическому составу породы толщи относятся к единому петрохимическому ряду известково-щелочных пород. Дациты комплекса более щелочные по сравнению с дацитами савоякского комплекса. По соотношению  $K_2O/Na_2O$  выделяются две группы пород: с калиевой специализацией в Кантагинской зоне и с натровой специализацией в Юхтинской зоне. Содержания элементов близки кларковым или ниже таковых.

Породы комплекса отличаются низкой магнитной восприимчивостью –  $7 \times 10^{-5}$  ед. СИ и средними значениями плотности  $2,57 \text{ г/см}^3$ .

Возраст комплекса датируется поздним мелом на основании калий-аргоновых определений абсолютного возраста, дающих интервал от 70 до 100 млн. лет, при среднем значении 87 млн. лет (Бруско, 1974, Кайдалов, 1976).

## 1.4.2. Эвурский ареал

### 1.4.2.1. Мел

*Омельдинский вулканический комплекс* развит в Эвурском ареале Восточно-Буреинской ВПЗ. Фрагменты его лишь незначительно обнажаются в юго-западной части территории.

*Омельдинская толща* ( $K_2om$ ) выделена в 1990 г. Е.А. Тиньковым (Тиньков, 1990) на соседней с запада территории, а свое название она получила в 2000 г. (Махинин, 2000). Ранее (Потапов, 1981, Кянно, 1974) эти образования сопоставлялись с амутской свитой андезитового состава, выделенной в Комсомольском районе. Толща объединяет туфы и лавы андезитов и андезибазальтов, а также дациты и их лавобрекчии, которые сосредоточены в районе г. Горелая, где они залегают с угловым несогласием на размытой поверхности юрских отложений и представляют собой восточное окончание крупного поля вулканических пород, находящегося на сопредельной с запада территории. В нижней части

толщи преобладают туфы литокластические и лавобрекчии кислых и средних эффузивов, верхняя часть ее сложена преимущественно лавами (Потапов, 1981). Мощность толщи оценивается до 350 м.

*Субвулканические образования* – андезиты ( $\alpha K_2O$ ) слагают два штокообразные тела в верховьях р. Уенги в юго-западном экзоконтакте Гадыкского интрузивного массива. Одно тело имеет изометричную в плане форму, другое – форму удлинённого эллипса. Площадь их не превышает первых квадратных километров. (Дьяков, 1991). В нижнем течении р. Джатка, на северо-западных отрогах г. Дюрча закартировано тело площадью 4,75 м<sup>2</sup>, сложенное порфиrowыми андезитами и имеющее в плане вытянутую в северо-восточном направлении форму, извилистые очертания. На юго-востоке оно прорвано гранитоидами Гадыкского массива. Более мелкие субвулканические тела андезитов имеют линейно-вытянутую и изометричную формы и приурочены к разломам северо-восточного направления, либо к местам пересечения последних с северо-западными разломами (Минаяева, 1987). Дайки андезитов на территории встречаются редко и развиты среди юрских пород складчатого фундамента, а также на экзоконтактах Гадыкского интрузивного массива. Простираие даек меняется от северо-западного до северо-восточного. Мощность их невелика и обычно редко превышает первые метры. Углы падения контактов крутые (60-80°). В апикальных частях субвулканических тел иногда отмечаются оторочки, сложенные взрывными брекчиями. Породы субвулканических фаций прорваны и ороговикованы гранитоидами Гадыкского интрузивного комплекса. В аэромагнитных полях выделяется лишь отдельные штокообразные тела, для которых характерно слабодифференцированное положительное магнитное поле интенсивностью до 300 нТл (Дьяков, 1991).

Андезиты двупироксеновые субвулканические характеризуются массивной текстурой и гломеропорфиrowой структурой. Основная масса пилотакситовая, интерсертальная, криптозернистая и микропйкилитовая. Вкрапленники составляют до 30-35% от объема породы и представлены андезином № 40-45, реже лабрадором № 52, пироксенами ромбическими и моноклинными. Вторичные минералы: волокнистый амфибол, биотит, боуленгит, кварц, карбонат, лимонит, альбит, серицит, лейкоксен. Акцессорные: рудный минерал, сфен, апатит (Дьяков, 1991).

По содержанию извести и щелочей породы относятся к известково-щелочной серии (индекс Пиккока примерно 56). По содержанию щелочей породы комплекса относятся к субщелочной серии (индекс Ритмана более 1,8), причем наиболее щелочными являются субвулканические фации (индекс Ритмана 2,8).

Радиологические определения покровных и субвулканических фаций близки (в среднем 94 млн. лет из 5 определений) и указывают на начало позднего мела (Дьяков,

1991). По мнению В.А. Вахрамеева, присутствие *Sequoia* sp. (cf. *S. fastigiata* (Sternb.) Heer) в туфах толщи свидетельствует, скорее всего, о позднемиоценовом (сенонском?) возрасте вмещающих отложений (Потапов, 1981).

#### 1.4.2.2. Неоген

*Аякитский вулканический комплекс* развит в Эвурском ареале Восточно-Буреинской ВПЗ. Фрагменты его лишь незначительно обнажаются в юго-западной части территории, распространяясь, в основном, за ее юго-западными границами.

*Аякитская толща* (N<sub>1ak</sub>) представлена базальтами и андезибазальтами, образующими на правом берегу р. Бичи небольшой по площади, расчлененный эрозией покров, несогласно залегающий на юрских осадочных отложениях. Нижняя часть толщи представлена оливиновыми, оливин-пироксеновыми и пироксеновыми базальтами и андезибазальтами, по-видимому, сложно переслаиваемыми и связанными взаимопереходами. Верхняя часть ее несколько меньше по мощности и представлена исключительно оливиновыми базальтами пористой текстуры. Очень редко отмечаются долериты, которые, возможно, образуют прикорневые части покрова. Мощность толщи составляет около 150 м (Потапов, 1981).

Базальтоиды аякитской толщи ранее разными авторами сопоставлялись либо с палеоцен-эоценовой кузнецовской, либо с миоценовой кизинской свитами (Потапов, 1981), однако по петрохимическим характеристикам они не соответствуют ни той, ни другой. За юго-западными границами территории базальтоиды толщи налегают на эоцен-миоценовые отложения (Буханченко, 1981, Тиньков, 1985) и охарактеризованы спорово-пыльцевым комплексом, по определению Н. С. Громовой, отвечающим растительности неогенового времени (Зытнер, 1960). Калий-аргоновые датировки базальтов по валовым пробам из покровов восточного ареала комплекса составляют 13-14,8 млн. лет (Тиньков, 1985, Забродин, 2001). Исходя из этих данных, возраст аякитской толщи принимается как средне-позднемиоценовый.

### 1.5. Сихотэ-Алинская ВПЗ

#### 1.5.1. Нижне-Амурский ареал

##### 1.5.1.1. Мел

*Большинский вулканический комплекс* развит в пределах Нижнеамурского ареала Сихотэ-Алинской ВПЗ на водоразделах между р. Амур и Амурским лиманом, нижним течением р. Амур и Сахалинским заливом и небольшими фрагментами по левобережью р. Амур. По данным аэрофизических съемок предполагается, что большинские андезиты рас-

пространены также под рыхлыми отложениями р. Амур и Удиль-Кизинской впадины, где полям их распространения соответствуют положительные магнитные и гравиметрические аномалии.

*Большинская свита* ( $K_2bl$ ), объединяющая покровные фации одноименного комплекса и включающая андезиты, их туфы и лавобрекчии, базальты, андезибазальты, дациты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты, впервые выделена Б.Я. Абрамсоном в 1959 г. (1959, 1964) на соседней с юга территории, в районе мыса Больба (правобережье р. Амур). В северной части территории свита залегает с угловым несогласием на нижнемеловых образованиях геосинклинального типа, а на юге она находится в пространственной ассоциации с верхнемеловыми отложениями утицкой свиты. На правобережье р. Лев. Гера (Поликанов, 1974) и в бассейне р. Мы (Дьячков, Стеганов, 1979) образования свиты относительно полого ( $35^\circ$ ) залегают на терригенных породах утицкой свиты с которой выветривания в основании разреза мощностью 5,0 и 0,5 м соответственно. В верховьях ручьев Лев. и Прав. Пушю и на левобережье р. Койминская под вулканитами большинской свиты установлены туфоконгломераты с хорошо окатанными гальками, представленными песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, редко андезитами верхнесила-синской и нижнеутицкой подсвит (Добкин, 2012). В других местах наблюдались контакты с нижележащими породами утицкой свиты без четко выраженного углового несогласия (Тертерян, 1971, Кайдалов, 2002 и др.), либо тектонические контакты свиты с подстилающими образованиями складчатого СВК (Дьячков, Стеганов, 1979; Кайдалов, 1981; Поликанов, 1974; Тертерян, 1968 и др.).

Для большинства изученных разрезов свиты характерно чередование туфов с лавами и приуроченность первых к нижним частям свиты, а вторых к средней и верхней частям. Соотношение туфов и лав в разных палеовулканических постройках неодинаковое, что обусловлено спецификой деятельности различных вулканических центров (Дьячков, Стеганов, 1979, Поликанов, 1974; Тертерян, 1968 и др.). Наиболее изученным является разрез свиты в районе с. Больше-Михайловское (Добкин, 2012; Тертерян, 1968; Сухов, 1966, Потапова, 1962 и др.). Нижняя часть свиты (127 м) здесь сложена туфопесчаниками с линзочками и слоями туффитов алевритовых – 8,0 м; туфами андезитов кристаллокластическими алевропсаммитовыми – 0,1 м; туфопесчаниками грубозернистыми плитчатыми слоистыми – 0,3 м; туфами андезитов кристаллокластическими псаммитовыми с единичными гравийными обломками андезитов и линзочками туффитов с растительным детритом – 0,6 м; туфопесчаниками разнотернистыми с туфоалевролитами в средней части – 1 м; пачкой переслаивающихся туфопесчаников и туффитов с прослоями аргиллитов и туфоалевролитов – 6 м; туфами андезитов кристаллокластическими псаммитовыми с про-

слоями туфопесчаников и туффитами алевритовыми с растительным детритом верху – 3 м; туфопесчаниками мелко-среднезернистыми с прослоями туффитов псаммоалевритовых с растительными остатками – более 8 м; андезитами пироксеновыми порфиоровыми – более 100 м.

В районе пос. Пат разрезы нижней части свиты в общих чертах соответствуют вышеописанному разрезу. Различие между ними состоит в наличии прослоев грубообломочных туфов и лавобрекчий андезитов, уменьшении мощности пластов туфогенно-осадочных пород (до 0,4 м) и появление в андезитах линз яшмовидных, кремнистых пород. Фрагменты подобных разрезов изучены в пределах отдельных тектонических блоков по правому берегу р. Амур между руч. Мельница и оз. Татарским. Здесь менее распространены псаммитовые и агломератовые туфы андезитов, а андезиты повсеместно пропилитизированы (Тертерян, 1968).

В районе мыса Аури (Дьячков, 1979) нижняя часть свиты представлена чередованием пачек туфов андезитов от псефитовых до агломератовых (100 м) с пачками туфов псефопсаммитовых (50 м) и туфов псефитовых (30 м). На правом берегу оз. Койма строение этой части свиты более сложное (Добкин, 2002): переслаивание (через 0,1–3 м) туфов андезитов псаммитовых, туфопесчаников и туфогравелитов – 70 м; туфы андезитов псефитовые с линзами и прослоями (0,2–2 м) туфов псаммитовых и туфопесчаников – 140 м; пачка переслаивающихся туфов андезитов псефитовых и псаммитовых, редких слоев туфопесчаников и туфогравелитов – 150 м; туфы андезитов псефитовые – 100 м.

Существенно пирокластические разрезы нижней части свиты (50-150 м) наблюдались и в Лазаревской ПВП, где в основании свиты залегают туфоконгломераты, состоящие из хорошо окатанной гальки, валунов (5-15 см) и отдельных глыб (100-150 см). В составе галечно-валунного материала преобладают породы складчатого основания. Среди туфоконгломератов, особенно в кровле, встречаются прослои и линзы псаммитовых и алевритовых туфов (до 3-4 м). Залегание их пологое от 5-6° до 25°. Выше вскрыты андезибазальты мощностью 75 м (Дьячков, 1979).

В коренных обнажениях по р. Амур в районе с. Савинское в строении разрезов принимают участие базальты с прослоями туфов андезибазальтов – 40 м; лавобрекчии андезитов с линзами андезитов – 100 м; туфы андезитов – 70 м. Подобный состав и строение свита имеет и в бассейнах рр. Мы и Тыми (Добкин, 2002). В береговых обнажениях р. Амур от с. Тыр до с. Белоглинка основной объем свиты составляют андезиты и их туфы с пропластками туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов и алевритовых туффитов, содержащих растительные остатки (Кайдалов, 2002, Сухов, 1966 и др.). Верхние горизонты свиты изучены в междуречье Пахта-Койминская (Дьячков, 1979), где она



сложена туфами андезибазальтов гравийными – 20 м; туфами андезитов лапиллиевыми – 100 м; андезитами порфировыми – 15 м; туфами андезибазальтов с линзами туфоалевролитов – 35 м; туфами андезитов лапиллиевыми – 25 м; андезитами порфировыми – 30 м; туфами андезитов псаммитовыми и гравийными – 20 м; андезитами порфировыми – 20 м; туфами андезитов лапиллиевыми – 70 м; туфами андезитов псаммитовыми – 30 м; туфами андезитов гравийными – 40 м. Всего 405 м. Верхним частям свиты, вероятно, соответствует и разрез свиты, изученный возле с. Мало-Михайловка, где доминируют андезиты пироксеновые. (Тертерян, 1968). В Чернореченской и Кумлинской ПВП нижняя часть свиты также не установлена. В средней части свиты преобладают пирокластические образования (бассейн верхнего течения р. Ныгай, правобережье р. Черная) и андезиты, которые на правобережье р. Черная и северо-восточном склоне г. Мзы сменяются в верхней части разреза андезибазальтами (Минаева, 1983). Общая мощность больбинской свиты достигает 950 м.

По простирацию изменения в составе больбинской свиты незначительны, везде преобладают биотит-роговообманковые и пироксен-роговообманковые андезиты и их агломератовые туфы. Для всех пород свиты характерны зеленокаменные изменения с образованием хлорита, эпидота, актинолита, карбоната, что отличает их от более молодых образований такого же состава улского комплекса. По данным силикатного анализа почти все породы больбинской свиты высокоглиноземистые, нормальной и повышенной щелочности калиево-натриевого ряда. Соотношение окислов калия и натрия в большинстве случаев примерно равное, иногда с незначительным преобладанием натрия (Кайдалов, 2011, Добкин, 2012).

Содержание большинства микроэлементов в породах свиты близки к кларковым или ниже их (Дьячков, Стеганов, 1979; Поликанов, 1974). Лишь в некоторых выборках отмечаются повышенные (в 2-10 раз) по сравнению с кларками содержания иттрия, иттербия, скандия (Дьячков, Стеганов, 1979).

По данным аэромагнитной съемки, для площадей распространения пород свиты характерны в целом резкодифференцированные магнитные поля напряженностью от – 700 до +700 нТл, осложненные локальными положительными и отрицательными аномалиями. Содержания РАЭ низкие (калий – 1–2 %; торий –  $4-6 \times 10^{-4}$  %, уран –  $2-4 \times 10^{-4}$  %), общая радиоактивность 1–3 мкР/ч. Плотность пород от 2,64 до 3,02 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость меняется в широких пределах ( $40-5000 \times 10^{-5}$  ед. СИ), естественная радиоактивность невысокая (9–13 мкР/ч) (Добкин, 2002; Дьячков, Стеганов, 1979; Тертерян, 1968).

*Субвулканические и экструзивно-жерловые образования* представлены, в основном, телами андезитов ( $\alpha K_2bl$ ), диорит-порфиритов ( $\delta l K_2bl$ ), андезибазальтов ( $\alpha \beta K_2bl$ ), дайка-

ми андезитов ( $\alpha K_2bl$ ), трахиандезитов ( $\tau\alpha K_2bl$ ), диорит-порфиритов ( $\delta\pi K_2bl$ ), андезибазальтов ( $\alpha\beta K_2bl$ ), трахиандезибазальтов ( $\tau\alpha\beta K_2bl$ ), базальтов ( $\beta K_2bl$ ), прорывающими как покровные вулканиты больбинского комплекса, так и породы довулканического фундамента. На АФС они иногда опознаются по однородному серому фототону, на картах аэро- и наземной магнитометрии им соответствуют резкодифференцированные положительные магнитные поля напряженностью до 1500 нТл. (Тертерян, 1973, Поликанов, 1974, Дьячков, Стеганов, 1979, Добкин, 2002 и др.).

Андезитами сложены три небольших тела, расположенных в междуречье Масловка – Чуйга. Первое из них, расположенное на южном склоне г. Золотая Гора, вытянуто в широтном направлении, длина его превышает 3 км в поперечнике, а ширина составляет 0,8-1,2 км. Контакты с вмещающими песчаниками жорминской свиты четкие извилистые, плоскость контакта круто (до  $50^\circ$ ) падает на север под субинтрузию, в песчаниках экзоконтакта наблюдается узкая (до 10 см) полоса ороговикованных пород с мелкочешуйчатым биотитом. На севере субинтрузия интродирована гранитоидами нижнеамурского комплекса. Две других интрузии андезитов имеют овальную в плане форму до 2 км в поперечнике и по геофизическим данным в разрезе представляют собой воронкообразные тела с крутыми подводными каналами (Тертерян А. Т., 1973). Обычно от центра тел к периферии наблюдается уменьшение размера и количества вкрапленников в породе вплоть до афировых неяснофлюидальных разностей на контакте. По периферии этих тел расположены дайки андезитов и андезибазальтов. Простираание их северо-восточное, мощность – первые метры, падение крутое ( $50-80^\circ$ ) на ЮВ.

Многочисленные экструзии андезитового состава вскрыты в береговом разрезе р. Амур между поселками Тыр и Сусанино. Форма их различная – воронкообразная, трубообразная, конусообразная. Размеры их в поперечнике колеблются от 30-50 м до 300 м. Контакты экструзий с покровными образованиями обычно крутые от  $50^\circ$  до  $70^\circ$ . Наиболее сложное строение имеет воронкообразное экструзивное тело у с. Тыр. В рельефе оно четко выделяется, образуя вертикальный утес высотой 50 м, вертикально опускающийся к Амуру. В строении экструзии ведущую роль играют агломератовые лавы андезитов. В краевых частях отмечается чередование лав и туфов андезитов, образующих крутопадающие ( $70-80^\circ$ ) прослойки. На южном берегу оз. Тильбенского центральная часть экструзии сложена андезитами, а краевые части – агломератовыми лавами андезитов (Тертерян, 1971, Сухов, 1966).

Штокообразные тела диорит-порфиритов ( $1-2,0 \text{ км}^2$ ) в плане имеют изометричную или овальную форму. Контакты тел четкие круто- и пологопадающие ( $35-90^\circ$ ) (Дьячков, Стеганов, 1979). В эндоконтактах ( $0,01-1,0 \text{ м}$ ) субвулканических тел отмечается снижение

степени раскристаллизации и уменьшение количества и размеров вкрапленников. Дайкоподобные тела и дайки приурочены к зонам разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Дайки андезитов, диорит-порфиритов, базальтов часто находятся в пространственной связи со штоками и имеют разнонаправленную ориентировку. По наблюдениям в горных выработках, контакты их с вмещающими породами четкие, прямолинейные с крутыми (50–90 °) углами падения. Протяженность даек 0,3–2,0 км, мощность 1–200 м. (Дьячков, Стеганов, 1979, Добкин, 2002).

Субвулканические андезиты – темно-серые, темно-зеленовато-серые породы, содержащие до 35-50% вкрапленников 1-4 мм в размере. Последние представлены зональным плагиоклазом двух генераций (андезин-лабрадор №45-60), амфиболом (зеленая роговая обманка), реже клинопироксеном. Основная масса представлена микролитами амфибола и полевых шпатов, реже биотита и пироксена, погруженными в стекловатый базис, имеет микролитовую, пилотокситовую структуры. Андезибазальты отличаются преобладанием среди вкрапленников клинопироксена, более основным плагиоклазом, основная масса в них имеет обычно интерсертальную структуру.

Диорит-порфириты – массивные порфировые породы с микропризматически-зернистой основной массой. Вкрапленники представлены андезином № 45 (до 25 %), клинопироксеном (10–20 %), роговой обманкой. В основной массе иногда отмечаются кварц, калишпат, биотит.

С породами комплекса связываются метасоматические изменения – альбитизация (al) и пропилитизация (p), которым подвержены как субвулканические образования, так и их покровные аналоги. Обычно среди вторичных парагенезисов преобладают альбит-хлорит-эпидотовые (фация В. 2), актинолит-хлоритовые (фация В. 3). В зонах разрывных нарушений и вблизи контактов интрузий пропилитизация обычно проявляется сильнее, до кварц-карбонатных, иногда пиритсодержащих пропилитов, предшественниками они расчленены на фации. Альбититы представляют собой наиболее высокотемпературную (В. 5) фацию пропилитов и образованы только по субвулканическим андезитам одного из тел на южном склоне г. Золотая Гора. Альбититы (альбитофиры – по терминологии предшественников) – внешне серые, серовато-белые породы. Первичный состав вкрапленников узнается лишь по форме зерен – это роговая обманка и плагиоклаз, нацело замещенные кварцем, магнетитом, хлоритом, альбитом. Основная масса полностью превращена в микропойкилобластовый, микролейстовый кварц-калишпат-серицит-альбитовый агрегат с пойкилитовыми вростками турмалина и биотита (Дьячков, Стеганов, 1979, Кайдалов, 2002).

По петро-, геохимическим и петрофизическим особенностям субвулканические образования комплекса сходны со своими покровными комагматами. Лишь альбититы характеризуются высоким содержанием  $\text{SiO}_2$  (до 73%), пониженной щелочностью, пересыщенностью глиноземом. При неравномерной пропилитизации сильно варьируют магнитные свойства пород (магнитная восприимчивость меняется от 50 до  $1500 \times 10^{-5}$  ед СИ), альбититы по сравнению с менее измененными породами также характеризуются низкой (до  $50 \times 10^{-5}$  ед. СИ) магнитной восприимчивостью (Кайдалов, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979, Поликанов, 1974 и др.).

Возраст больбинского вулканического комплекса обоснован залеганием его на отложениях утицкой свиты, верхняя возрастная граница которой определяется по находкам иноцерамид поздним туроном (Майборода А.Ф., 1967, Шуршалина В.А., 1969). В вулканогенно-осадочных породах больбинской свиты на территории листа собраны многочисленные растительные остатки, среди которых Т.Н. Байковской, Р.З. Генкиной, В. А. Вахрамеевым, М.М. Кошман и др. определены *Asplenium dicksonianum* Heer, *Gleichenia gracilis* Heer, *Osmunda* sp., *Cladophlebis frigida* (Heer) Sew., *Cl. oerstedtii* (Heer) Sew., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *C. intermedia* Holl., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Metasequoia* sp., *Dicotyledones* sp. и др., которые, по их мнению, характерны для сеномана – сенона (Майборода, 1960, Сухов, Бондаренко, 1964, Кошман, 1965, Тертерян, 1970, Добкин, 2002 и др.). Обнаруженные в туффитах больбинской свиты в окрестностях с. Больше-Михайловское споры и пыльца, по заключению Н.Д. Литвиненко, предположительно соответствуют палеогеновым формам (Добкин, 2002). В пробах, отобранных из вулканогенно-осадочных пород свиты на левом берегу оз. Татарское, на правом берегу руч. Татарка (Добкин, 2002) и у с. Тыр (Кайдалов, 2002), обнаружены многочисленные споры и пыльца, которые, по мнению Н.Д. Литвиненко, могут характеризовать возраст вмещающих слоев в диапазоне турон – кампан.

Большинство калий-аргоновых датировок пород укладываются в интервал 74–95 млн лет (14 проб), и лишь четыре пробы отвечают интервалу 49–62 млн лет (Тертерян, 1968, Тертерян, 1973, Сухов, 1966, Добкин, 2002, Кайдалов, 2002 и др.)

*Татаркинский вулканический комплекс* занимает значительные площади на тех же водоразделах, что и больбинский.

*Татаркинская свита* ( $K_2t$ ) впервые выделена в 1960 г. Л.И. Тучковым (Тучков, 1960) на правом берегу р. Амур в бассейнах ручьев Лев. и Прав. Татарка. Она сложена преимущественно дацитами, трахидацитами, риолитами, риодацитами, их туфами, игнибридами, туфопесчаниками, туфоконгломератами. На подстилающих осадочных породах геосинклинального комплекса покровы свиты залегают с резким угловым несогласием. На

левом берегу р. Бол. Вузих, в придорожном карьере наблюдалось налегание субгоризонтально расположенного покрова лапиллиевых туфов дацитов, содержащих обильные включения обломков подстилающих пород, на интенсивно дислоцированные слои алевролитов силасинской свиты. В подошве покрова наблюдается кора выветривания мощностью 1,5-2 м, представленная дезинтегрированными до состояния глины и дресвы алевролитами (Кайдалов, 2002). Взаимоотношения с больбинской свитой изучены (Добкин, 2002, Тертерян, 1968) в береговых обнажениях правобережья р. Амур в 5,3–5,6 км к юго-востоку от устья руч. Мельница, где наблюдалось залегание глыбовых туфов дацитов на неровной поверхности коры выветривания, развитой по андезитам больбинской свиты. Больбинские андезиты, как и их обломки в туфах дацитов, интенсивно выветрели и пиритизированы.

Наиболее полный разрез свиты изучен по коренным обнажениям левого берега р. Амур между сс. Чныррах и Субботино (Быковская, 1982, Кайдалов, 2002). Он представлен туфами риолитов гравийными и агломератовыми с потоками лав риолитов – 60 м; туфами дацитов гравийно-лапиллиевыми с потоками лав дацитов и пропластками псаммитовых туфов риолитов – 190 м; туфами риолитов, риодацитов гравийно-лапиллиевыми – 130 м; туфами дацитов гравийно-лапиллиевыми – 110 м; туфами дацитов агломератовыми и глыбовыми – 90 м; туфами дацитов лапиллиевыми – 100 м; туфами риолитов – 100 м; туфами дацитов агломератовыми – 70 м. Всего 850 м.

Общие черты строения свиты отражает разрез по водоразделу ручьев Лев. и Прав. Татарка (Тертерян, 1968), где наблюдается чередование туфов дацитов псаммопсефитовых (20 м), лапиллиево-псаммитовых (31 м), псаммопсефитовых (10 м), псаммитовых плотных (12,5 м), псаммопсефитовых с растительными остатками (11,5 м), псаммитовых выветрелых (10 м) и лапиллиевых (5 м), а завершают разрез игнимбриты риолитов светло- и желтовато-серые (более 100 м). Всего 200 м. Очевидно, отсутствующие в данном разрезе самые нижние горизонты свиты изучены в 1,5 км южнее приведенного разреза на правобережье р. Прав. Татарка (Добкин, 2002). Здесь на туфах андезитов больбинской свиты, охарактеризованных комплексом спор и пыльцы турона–кампана, залегает пачка (более 130 м) переслаивающихся (через 0,05–1,0 м) туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов, с редкими прослоями (до 1,2 м) туфогравелитов, туфов дацитов, в основании и в верхней части которой присутствуют туфоконгломераты. Выше залегают дациты и их туфы (80 м).

На участке от руч. Мельница до оз. Татарское нижние горизонты свиты имеют иное строение. Там на коре выветривания андезитов больбинской свиты залегают туфы риодацитов литокластические псефитовые, редко риодациты – 60 м; игнимбриты дацитов

и риодацитов, туфы дацитов кристаллолитокластические – 70 м; переслаивающиеся туфы дацитов псаммитовые и псефитовые лито- и кристаллокластические, слои и линзы (до 8 м) туффитов алевритовых, псаммитовых, линзы туфоконгломератов, туфопесчаников – 150 м. Всего 280 м. В 2,6 км к юго-востоку от устья руч. Мельница этот разрез наращивают переслаивающиеся туфы дацитов, туфопесчаники, туффиты, туфоконгломераты – 50 м; туфы дацитов литокластические, реже витрокластические псефопсаммитовые, отдельные потоки (5–15 м) дацитов, дациандезитов, редко линзы (до 3 м) туффитов, туфоалевролитов – 200 м. Всего 250 м.

В бассейне р. Темная разрез свиты слагают туфы риолитов алевро-псаммитовые, гравийно-лапиллиевые и гравийные, перемежающиеся через 20-50 м – 120 м; туфы дацитов гравийно-лапиллиевые с редкими прослоями (10-20 м) алевро-псаммитовых туфов риолитов и дацитов – 50 м; игнимбриты дацитов, включающие редкие потоки дацитовых лав – 100 м; туфы дациандезитов лапиллиевые, включающие редкие потоки дациандезитовых лав – 90 м. Всего 360 м. В описанном разрезе обращает на себя внимание повышение основности вулканогенных пород от основания свиты к ее кровле и преобладание мелко- и среднеобломочных туфов риолитов (Поликанов, 1970).

На левобережье р. Бол. Иска, в районе руч. Первый, преобладают спекшиеся разновидности туфов дацитового состава: туфы дацитов псаммитовые спекшиеся – 30 м; дациты мелкопорфировые – 30 м; туфы дацитов гравийные спекшиеся – 40 м; туфы риолитов лапиллиевые и агломератовые спекшиеся – 20 м; туфы дацитов гравийные спекшиеся – 30 м; игнимбриты риолитов зеленовато-серые – 10 м; туфы дацитов гравийные и псаммитовые спекшиеся – 40 м (Поликанов, 1972).

В Чаятынской вулканической постройке видимая нижняя часть свиты (160–230 м) сложена переслаивающимися трахидацитами и их туфами, верхняя (160–240 м) – имеет более пестрый состав и представлена туфами трахидацитов, трахидациандезитов и дацитами, игнимбритами с линзами туффитов. Мощность отдельных слоев и пачек вулканических пород составляет 20–60 м (Кайдалов, 2011).

По данным крупномасштабных геологических съемок и поисковых работ (Бойко, Никитин, 1965, Дьячков, Стеганов, 1979, Кайдалов, 1981, Тертерян, 1968, Тертерян, 1970, Тертерян, 1974, Шадынский, Пилацкий, 1976, Пилацкий, 1978, Поликанов, 1974 и др.), татаркинская свита имеет пестрый, фациально не выдержанный состав. Даже близко расположенные разрезы коррелируются лишь в общих чертах. В разных вулканоструктурах проявляется определенная специфика составов. Так, в разрезах, принадлежащих Кумлинской палеовулканической постройке (ПВП), ведущую роль играют относительно «свежие» по внешнему облику туфы и игнимбриты дацитов, реже риолитов, преимущественно

кристаллокластические, с плагиоклазами и биотитом в кристаллокластах, окрашенные в вишневые и сиреневатые тона. В бассейнах рр. Таракановка, Хузи, кроме выше перечисленных пород, в татаркинской свите заметный объем слагают дациандезиты и их туфы; все они в значительной степени изменены, отличаются темным, почти черным цветом. В басс. рр. Бол. Вузих и Мы в составе свиты преобладают игнимбриты, шире распространены более кислые разновидности – риодациты и риолиты. Резкое преобладание пирокластических пород отмечалось на правом берегу р. Мы, левом берегу р. Тыми и других частях площади. Везде преобладают гравийные и лапиллиевые туфы дацитового, либо риолитового состава или их спекшиеся разновидности. Прослойки мелкообломочных и алевритовых туфов, а также линзы туфопесчаников и туфоконгломератов обычно приурочены к верхним частям разрезов туфовых пачек

Характерной чертой туфов свиты являются их темная окраска и сливной облик. Туфы дацитов преимущественно зеленовато-серого с буроватым оттенком, светло-серого или серого цвета, псефопсаммитовые, псаммитовые, алевритовые, алевропсаммитовые, реже агломератовые, по составу обломков литокристаллокластические, витролитокристаллокластические и литокластические. Обломки (20–60 %) представлены литокластами (5–30 %) дацитов, их туфов, реже андезитами, риолитами, кварцевыми метасоматитами и кристаллокластами плагиоклаза (№ 36–40), роговой обманки, реже биотита, калишпата, пироксена, обломками девитрифицированного стекла (~ 25 %). Цемент пепловый, замещается хлоритом, гидрослюдой, гидроокислами железа. Аксессуары – апатит, сфен, циркон, гематит, ильменит (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979, Кайдалов, 2002, Тертерян, 1968 и др.).

Туфы трахидацитов и трахиандезитов визуально и под микроскопом практически не различаются и диагностируются только по результатам химических анализов. Это зеленовато-серые, иногда с сиреневым и красноватым оттенком породы преимущественно псаммитовой, реже псефитовой структуры, по составу обломочного материала кристаллокластические или литокристаллокластические. Литокласты представлены андезитами, трахидацитами, песчаниками и алевролитами (Кайдалов, 2011).

Туфы риолитов и риодацитов отличаются от дацитовых составом кристаллокластов (плагиоклаз, калишпат, кварц, биотит) и литокластов (дациты, риолиты и их туфы).

Игнимбриты дацитов – серые породы с зеленоватым или сиреневым оттенком, псевдофлюидальной текстурой и кристаллокластической, кристаллолитокластической или витрокристаллокластической структурой. Кристаллокласты (~ 20–70 %) представлены плагиоклазом (андезин № 30–44), чешуйками биотита, редко кварцем и калишпатом, а литокласты (до 30 %) – стеклом, дацитами, андезитами, реже алевролитами, песчаниками. Свя-

зующая масса состоит из сильнорастянутых, деформированных пепловых частиц и фьямме. Акцессорные минералы – апатит, циркон, ильменит (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979, Кайдалов, 2002, Тертерян, 1968 и др.).

Игнимбриты трахидацитов – светло-серые породы флюидаальной, реже однородной текстуры и порфирокластической структуры. Основная масса их фельзитовая или гилиновая, состоит из тонкозернистого кварц-полевошпатового агрегата и вулканического стекла. Порфиновые выделения размером 1–2 мм составляют 5–15 % объема породы и представлены плагиоклазом, калишпатом и реже биотитом. Большинство кристаллов имеет обломочную форму. Помимо них в небольших количествах (1–2 %) присутствуют обломки осадочных пород и вулканитов среднего состава. Акцессорные минералы - апатит, циркон, рудный минерал, вторичные минералы – серицит, хлорит, кварц, минералы вторичных кварцитов (Кайдалов, 2011).

Игнимбриты риолитов и риодацитов различаются только по химическому составу. В составе кластического материала этих пород, в отличие от игнимбритов дацитов, преобладают литокласты риолитов и дацитов, кристаллокласты полевых шпатов, кварца, биотита, обломки кислого стекла. Акцессорные минералы – циркон, рудный, апатит, реже сфен (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979, Кайдалов, 2002, Тертерян, 1968 и др.).

Риолиты и риодациты – желтовато-серые порфиновые породы, состоящие из микропойкилитовой, сферолитовой или микрофельзитовой основной массы, в которую погружены фенокристаллы (до 35 %) плагиоклаза (№ 25), реже кварца, биотита и калишпата. Акцессорные минералы: рудный, апатит, циркон (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979, Тертерян, 1968 и др.).

Дациты и дациандезиты – массивные, реже флюидаальные порфиновые породы, состоящие из фенокристаллов плагиоклаза (андезин № 39–49), реже калишпата, роговой обманки, кварца, биотита, погруженных в микролитовую, микропойкилитовую, криптозернистую или микролитовую основную массу. Субщелочные их разновидности выделяются лишь силикатным анализом (Дьячков, Стеганов, 1979).

Туфоконгломераты гравийные сложены полукатанными обломками (70–80 %) андезитов, песчаников, алевролитов, кислого стекла, туфов дацитов. Цементирующая масса глинистая с примесью кристаллокластов плагиоклаза, кварца, пепловых частиц.

Туфопесчаники состоят из обломков (~ 80 %) псаммитовой размерности. Состав обломков такой же, как в туфоконгломератах.

Туфоалевролиты – массивные либо слоистые породы. В последних отмечается чередование слоев с пелитовой и алевритовой структурами. В алевритовых прослоях обло-



мочный материал представлен плагиоклазом, реже кварцем, чешуйками серицита (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979, Тертерян, 1968 и др.).

Минералогическим анализом в породах покровной фации установлены пирит, апатит, магнетит, реже мартит, циркон (Дьячков, Стеганов, 1979, Кайдалов, 2002).

Все породы татаркинской свиты в различной степени подвергнуты площадным изменениям, нередко превращены в эпидот-хлорит-карбонатные пропилиты или цеолитизированы. На отдельных участках (левобережье р. Мал. Иска, междуречье Таракановка-Змейка, район г. Круглый Камень) по туфам и игнимбрикам развиты метасоматиты типа каолинитовых или монтмориллонит-гидрослюдистых аргиллизитов и серицит-кварцевых вторичных кварцитов (Кайдалов, 2002). В бассейне р. Березовка, широко проявлены вторичные изменения, выразившиеся в образовании алунитовых, андалузит-корундовых и серицит-кварцевых вторичных кварцитов (Кайдалов, 2011).

По химическому составу вулканиты татаркинской свиты относятся к породам нормального, иногда субщелочного ряда натриевой и калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистым. Их геохимические особенности проявляются в повышенном, по сравнению с кларками для кислых магматических пород, содержанием цинка, свинца, галлия и скандия и пониженном никеля, кобальта, титана, молибдена, хрома и стронция. Корреляционным анализом выявлены положительные связи для двух групп элементов: между хромом, барием, бериллием и стронцием с одной стороны и между кобальтом, титаном, ванадием и скандием с другой; отрицательные связи установлены между цинком и галлием (Дьячков, Стеганов, 1979, Кайдалов, 2002). Данные о геохимических особенностях и закономерностях распределения микроэлементов в породах татаркинской свиты позволяют предполагать внутрикоровое происхождение ее магматических очагов (Быковская, Соболев, 1982, Кайдалов, 2002).

Для площадей распространения пород татаркинской свиты характерно слабодифференцированное магнитное поле напряженностью от  $-1$  до  $3$  нТл, что объясняется их низкой магнитной восприимчивостью ( $4-863 \times 10^{-5}$  ед. СИ). Средняя плотность туфов и игнимбриков  $2,36$ , лав  $-2,50$  г/см<sup>3</sup>. Естественная радиоактивность туфов дацитов и дацитов  $14-25$ , туфов и игнимбриков риолитов  $23-25$  мкР/ч. Содержания РАЭ, по данным АГСМ-съемки, составляют: урана до  $4 \times 10^{-4}$  %, тория  $12-24 \times 10^{-4}$  %, калия  $3-5$  %. На АФС выходы пород татаркинской свиты не опознаются (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979, Кайдалов, 2002, Тертерян, 1968 и др.).

*Субвулканические образования* комплекса представлены малыми интрузивными телами гранодиорит-порфиров ( $\gamma\delta\lambda K_2tt$ ), дацитов ( $\zeta K_2tt$ ), риолитов ( $\lambda K_2tt$ ) и риодацитов ( $\lambda\zeta K_2tt$ ), распространенными среди эффузивов больбинской и татаркинской свит, а также

среди пород складчатого основания. На АФС и в геофизических полях субвулканические тела не выделяются.

Гранодиорит-порфиры на правом берегу верхнего течения р. Змейка слагают два тела линзообразной формы (3 – 3,2 км на 0,4 – 1,0 км), вытянутые согласно контролирующим их разрывам в северо-восточном направлении. Гранодиорит-порфиры, к периферии переходящие в игнимбриты дацитов, в эндоконтакте (в зоне 5-10 м шириной) обычно содержат ксенокласты вмещающих пород (до 20%) размером 0,5-7 см, часто наблюдаются обломки стекла – «фьямме». В эндоконтактных зонах фиксируются флюидальность и ориентировка обломков, параллельные контакту. Оба тела интерпретируются как трещинные, в верхней части субпластовые, с узкими, приуроченными к разрывным нарушениям, субвертикальными подводными каналами. Отмечаются многочисленные апофизы гранодиорит-порфиров во вмещающие породы. Линия контакта обычно извилистая, нечеткая, затушевана наложенными вторичными процессами. Оба тела сопровождаются широкими (до 2 км) полями аргиллизитов и кварцевых метасоматитов (аг). Кварцевые метасоматиты обычно располагаются непосредственно вблизи контакта интрузии и при удалении от нее переходят в аргиллизиты и далее в аргиллизированные породы. В аргиллизитах преобладают глинистые минералы (каолин, серицит, гидрослюды), в кварцевых метасоматитах – кварц. Внешне это желтовато-серые, белые, коричневатые-серые, желтые породы с сохранившейся реликтовой структурой исходных пород (Кайдалов, 2002).

Гранодиорит-порфиры – полнокристаллические светло-серые породы, порфировые выделения в которых представлены олигоклазом №12-28 (3-15%), биотитом (2-8%), калишпатом (2-3%), единичными зернами кварца, роговой обманкой (2 - 5%). Размеры фенокристаллов до 5-6 мм, основная масса кварц-полевошпатовая с гипидиоморфнозернистой, участками микропйкилитовой структурой. Акцессории – апатит, циркон, сфен, редко рутил. В целом по петро-, геохимическим и петрофизическим свойствам гранодиорит-порфиры подобны дацитам татаркинской свиты, отличаясь от них незначительно более высокой плотностью и повышенной магнитной восприимчивостью (Кайдалов, 2002).

Форма штоков дацитов, риолитов и риодацитов (1–2,0 км<sup>2</sup>) в плане изометричная или овальная. Контакты их обычно крутые (50–90 °) с падением к центру или от центра тел. В эндоконтактных зонах субвулканические образования часто имеют стекловатый облик, вмещающие породы в интервале до 50 м от контакта слабо окварцованы, вулканисты больбинской свиты пропилитизированы (Добкин, 2012, Дьячков, Стеганов, 1979, Тертерян, 1968).

Дайки дацитов, риолитов и риодацитов пространственно связаны с выходами эффузивов татаркинского комплекса. Мощность даек 1–100 м, протяженность 500–800 м. Контакты их крутые (до 70 °), часто осложнены разрывными нарушениями.

По петрографическому составу, петрохимическим и геохимическим особенностям субвулканические дациты, риолиты и риодациты близки своим покровным аналогам. Незначительные отличия заключаются в следующем. Модуль титановый ( $Al_2O_3/TiO_2$ ) в субвулканических породах значительно выше (74–174), чем в покровных (18–32). В субвулканических дацитах повышены концентрации никеля, кобальта и цинка. Минералогическим анализом в субвулканических породах установлены пирит, магнетит, апатит, анатаз, циркон (Добкин, 2002).

С постмагматическими процессами татаркинского магматического этапа связывается образование вторичных кварцитов (vk) участка Озерный (Кайдалов, 2002), слагающих поля грубо изометричной ( $0,5 \times 0,1$  км;  $1,5 \times 0,7$  км) формы и зоны протяженностью 400–500 м и шириной 100–200 м. От центра к периферии тел вторичных кварцитов выделяются монокварцевая, алунитовая, диккитовая, каолинитовая и серицитовая фации метасоматитов. Аргиллизированные породы (ag) обычно светлые, пористые, состоящие из глинистых минералов, светлых слюд и сульфидов (до 1 %). Площади их выходов, как правило, не превышают  $0,5$  км<sup>2</sup> (Дьячков, Стеганов, 1979, Тертерян, 1968).

Возраст татаркинского комплекса обоснован находками ископаемой флоры, датированной предположительно поздним сеноном (Васькин, Шаруева, 1980; Кошман, 1965, Сухов, Бондаренко, 1964), либо поздним мелом-палеогеном (Бойко, Никитин, 1965, Кошман, 1974, Сухов, 1966). Палеофлористический комплекс, по определениям В.А. Вахрамеева, М.М. Кошман, А.М. Камаевой включает *Araucarites* aff. *subacutensis* Phill., *Cephalotaxopsis heterophyllus* Holl., *C. intermedius* Holl., *C. microphyllus laxa* Holl., *Picea* sp., *Pinus* sp., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brong.) Heer, *G. groenlandicus* Heer, *Taiwania* sp., *Libocedrus* sp., *Thuja creata* (Heer) Newb. и др.. Спорово-пыльцевые спектры из туффитов правобережья р. Амур (интервал от оз. Татарское до руч. Мельница), характеризуют, по мнению Н.Д. Литвиненко, позднемеловую (предположительно турон–кампан) растительность (Добкин, 2002).

Большинство радиологических датировок из туфов дацитов, игнимбритов риолитов и риодацитов, дациандезитов, дацитов, полученных К-Аг методом, указывают на позднемеловой возраст пород (68–84 млн. лет). Часть определений укладываются в интервал 35–61 млн. лет (Добкин, 2002, Кайдалов, 2002, Кайдалов, 2011).

Сусанинский вулканический комплекс развит в пределах Нижнеамурского ареала Сихотэ-Алинской ВПЗ в отдельных локальных вулканоструктурах.

*Сусанинская толща* ( $K_{2ss}$ ) впервые выделена В.А. Кайдаловым в 1998 г. и названа им по местонахождению наиболее полного и охарактеризованного органическими остатками разреза на правом берегу р. Амур у с. Сусанино (Дымович, Кайдалов, 1998, Кайдалов, 2002). Ранее, при крупномасштабном картировании, эти вулканиты относились к больбинской или самаргинской свитам. Толща представлена андезитами, трахиандезитами, их туфами, туфами дацитов, андезибазальтами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, углистыми аргиллитами. В большинстве случаев она подстилается маломощными (0,5-1 м) корами выветривания, сформированными по вулканитам татаркинской свиты или по осадочным породам складчатого фундамента (Поликанов, 1968, Поликанов, 1970, Кайдалов, 2002). Их контакт наблюдался в карьере у автодороги на восточном побережье оз. Чля в верховьях руч. Светлый. Здесь основание сусанинской толщи слагают мелкопорфировые трахиандезиты, залегающие на псаммитовых и алевритовых вулканомиктовых породах (кора выветривания), подстилаемых лапиллиевыми туфами дацитов татаркинской свиты. Нижняя граница покрова трахиандезитов неровная с «затекками» в углубления среди пород коры выветривания (Кайдалов, 2002).

Наиболее полный разрез толщи мощностью 650 м изучен на правом берегу р. Амур между сс. Сусанино и Воскресенское (Сухов, 1975, Синюков, 1986, Потапова, 1962, Тертерян, 1970). По наблюдениям В.А. Кайдалова (2002) здесь, на коре выветривания алевролитов адаминской свиты залегают туфы дацитов гравийно-псаммитовые – 50 м; туфы андезитов агломератовые – 15 м; андезиты пироксеновые – 35 м; туфы дацитов псаммитовые – 5 м; туфы андезитов глыбовые – 15 м; туфоконгломераты – 5 м; туфы дацитов псаммитовые с линзами туфопесчаников и туфоалевролитов – 10 м; андезиты – 25 м; туфы андезитов с линзами (до 3 м) туфоконгломератов – 50 м; туфы дацитов с линзами (до 10 см) туфоконгломератов – 20 м; туфоконгломераты мелко-среднегалечные с пропластками туфопесчаников и туфоалевролитов с растительными остатками – 25 м; андезиты порфировые пироксеновые – более 150 м; туфы андезитов и дацитов – 45 м; андезиты (15 м) и дациты – 25 м; линзовидное (0,1–0,2 м) переслаивание туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов – 10 м; туфоконгломераты крупногалечные с линзами туфопесчаников с растительными остатками – 10 м; туфы андезитов агломератовые – 40 м; туфоконгломераты среднегалечные – 10 м; туфы андезитов глыбовые – 15 м; андезиты афировые – 40 м.

В Масловской ПВП скважинами вскрыт разрез толщи, представленный чередованием (20-50 м) пластов порфировых трахиандезитов и туфов андезитов, иногда дациандезитов (Иванищенко, 1977). В верховьях р. Акчи в составе толщи распространены пироксе-

новые андезиты, перемежающимися с трахиандезитами, андезибазальтами, алевритовыми туфами. Общая её мощность здесь составляет около 620 м (Тертерян, 1970).

На восточном побережье оз. Чля изучен разрез мощностью 375 м: андезиты – 25 м; туфы дацитов алевритовые – 20 м; дациандезиты – 250 м; туфы дациандезитов псаммитовые – до 20 м; андезиты пироксеновые – 60 м (Поликанов, 1970). Резкое преобладание пирокластических пород, залегающих выше коры выветривания кислых вулканитов татаркинской свиты (12 м), отмечалось в разрезе толщи, вскрытом скважиной № 38 на Искинском алунитовом месторождении (Иванищенко, 1969). В соседней скважине №37 среди андезитов обнаружен горизонт туфов дациандезитов мощностью более 50 м. В Искинской ПВП, в бассейнах ручьев Первый и Солёный, в верховьях р. Коль Средняя, разрез толщи слагают покровы дациандезитов, перемежающихся с андезитами (Поликанов, 1970).

В Вынгинской ПВП, расположенной изолированно от основного ареала сусанинских вулканитов, существенную роль играют туфогенно-осадочные породы. Здесь на коре выветривания, представленной скоплением обломков алевролитов с включениями щебня туфов и галек песчаников, залегают андезиты – 0,8 м; туфоалевролиты, сменяющиеся вверх по разрезу туфопесчаниками – 18 м; туфы андезитов псефито-псаммитовые – 10 м; туфопесчаники – 23 м; андезиты – 25 м. Всего около 260 м (Леонтьев, 1964).

В южной части территории на левобережье руч. Третий толща граничит по разрывным нарушениям с окружающими образованиями силасинской и татаркинской свит и прорывается трахидацитами пихтачского и диорит-порфиритами улского комплексов (Добкин, 2012). На юго-западной окраине Чаятынской ПВП небольшой фрагмент андезитового покрова толщи сохранился в верховьях р. Амбакта. С окружающими отложениями она граничит по серии разрывных нарушений и только в 2-х случаях (верховья р. Амбакта и истоки р. Права) несогласно со стратиграфическим контактом, налегает на подстилающие складчатые отложения и вулканиты татаркинской свиты (верховья р. Права). Здесь вещественный состав толщи также подвержен значительным изменениям, которые выражаются в изменении количественного соотношения между лавами и туфами. В истоках рек Маристой и Мал. Бияк она сложена преимущественно лавами и лавобрекчиями андезитов и андезибазальтов, мощность ее составляет 260–380 м. К востоку от г. Бияки свита представлена псаммитовыми туфами андезитов и ее мощность не превышает 150 м (Кайдалов, 2011).

Андезиты сусанинской толщи – породы массивной или миндалекаменной текстуры, порфировые, реже афировые. По соотношению калиевого и магнезиевого минералов вкрапленников (примерно 2,7:1) они относятся к калиево-магнезиевой серии. Преобладают вкрапленники андезина №43-50 (до 20%) часто с прямой или обратной зональностью. Темно-

цветные минералы представлены клино- и ортопироксенами (0-7%), роговой обманкой (до 12%), биотитом (до 3%). Клинопироксен по оптическим показателям отвечает диопсиду или авгиту, в двупироксеновых разностях преобладает над гиперстеном. Основная масса микролитовой, пилотакситовой или гиалопилитовой структуры сложена микролитами плагиоклаза, часто замещенного альбитом, зернами клинопироксена, рудного минерала и девитрифицированным стеклом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, рудным минералом и сфеном.

Дациандезиты отличаются от андезитов более светлой окраской, иногда флюидальной текстурой, отсутствием вкрапленников пироксена и значительно большим (до 10-12%) содержанием вкрапленников биотита.

Трахиандезиты по составу вкрапленников – преимущественно биотит-роговообманковые породы, отличающиеся от андезитов наличием в основной массе мелких зерен калишпата или умеренно-щелочным составом вулканического стекла с низким показателем преломления.

Туфы андезитов варьируют от алевролитовых до глыбово-агломератовых, преобладают гравийно-псаммитовые и гравийно-лапиллиевые. В составе слагающих их литокласт (от 30% до 75%) преобладают андезиты, реже отмечаются дациты, пепловые туфы, алевролиты, аргиллиты и флюидальные стекла. Кристаллокласты (10-35%) представлены измененными плагиоклазами, биотитом, роговой обманкой, редко пироксеном. Цемент пепловый, состоит из мелких (менее 0,1 мм) осколков зерен плагиоклаза, рудной пыли и агрегатов вторичных минералов: хлорита, эпидота, лейкоксена, кварца, лимонита.

Туфы дацитов алевролитовые и псаммитовые, сложены обломками стекол (10-25%), литокластами дацитов, их туфов, реже андезитов (10-20%) и кристаллокластами плагиоклаза, кварца, биотита, редко клинопироксена и роговой обманки (15-25%). Витрокласты среднего и кислого состава, флюидальной, мелкопузыристой или перлитовой текстуры обычно разложены в сферолитовый или фельзитовый слюдисто-хлоритовый агрегат. Цемент пепловый, замещен гидрослюдами, цеолитами, хлоритом, лейкоксеном.

Туфопесчаники и туфоалевролиты – массивные или неяснослоистые породы, сложенные полуокатанными, частично остроугольными плохо сортированными зернами плагиоклаза, кварца и калишпата и обломками пород (20-25%) – андезитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников. Цемент базальный серицит-глинистый (Кайдалов, 2002).

По петрохимическим характеристикам вулканыты сусанинской толщи относятся к высокоглиноземистым породам калиево-натриевой серии. Отношение  $K_2O:Na_2O$  в среднем составляет 1:5. По содержанию щелочей это нормальные и умеренно-щелочные породы известково-щелочной серии. Геохимические особенности выражены в повышенном,

по сравнению с кларком средних пород, содержания  $Pb$ ,  $Cu$ ,  $Ga$ ,  $Sc$ . Отмечаются положительные корреляционные связи  $Ti$  с  $Zr$ ,  $Cu$  с  $Pb$ ,  $Ba$  с  $Yt$ ,  $Ni$  с  $Yt$  (Кайдалов, 2002).

Магнитная восприимчивость сусанинских андезитов изменяется от 150 до  $4300 \times 10^{-5}$  ед. СИ, в среднем составляя  $1330-1520 \times 10^{-5}$  ед. СИ (Тертерян, 1970, Поликанов, 1970). Плотность андезитов, дациандезитов и их туфов варьирует от 2,63 до  $2,65 \text{ г/см}^3$  (Пилацкий, Поликанов, 1978). На карте изодинам  $\Delta T\alpha$  выделяются только тела субвулканических андезитов, обладающие более высокой намагниченностью, чем вмещающие их породы покровной фации.

*Субвулканические* диорит-порфириты ( $\delta K_{2ss}$ ), андезиты и андезибазальты ( $\alpha K_{2ss}$ ), дайки андезитов ( $\alpha K_{2ss}$ ), диорит-порфиритов ( $\delta K_{2ss}$ ) распространены преимущественно в поле развития пород татаркинской свиты и сусанинской толщи, отдельные дайки размещаются и среди более древних вулканических, осадочных и интрузивных образований.

Субинтрузия диорит-порфиритов штокообразной в плане формы до 1,2 км в поперечнике установлена на правом берегу р. Амур выше с. Сусанино. Здесь зафиксированы крутые ( $50-70^\circ$ ) интрузивные контакты тела, мелкие (до 1-3 см) ксенолиты вмещающих пород в эндоконтактах и неясная, параллельная контакту флюиальность. Подобное по строению, но более крупное тело северо-восточного простирания (до 2 км по длинной оси) расположено в виде ксенолита среди гранит-порфиров маломихайловского комплекса на водоразделе Лев. Ема – Прав. Вайда (Кайдалов, 2002). В поле сусанинской толщи к востоку от оз. Чля, реке – в поле распространения вулканитов татаркинской свиты (правом берегу р. Флотская, бассейн нижнего течения р. Иска) цепочкообразно расположены субинтрузии, вероятно, приуроченные к разрывным нарушениям. Центральные части тел сложены диорит-порфиритами, в краевых частях степень кристалличности уменьшается, и они переходят в андезиты, отличающиеся от покровных лучшей раскристаллизацией, преобладанием гломеропорфировых и пилотакситовых структур. В аэрогеофизических полях и на АФС из-за своих малых размеров и сходства физических свойств слагающих их пород с покровными комагматами эти тела не выделяются. При наземной магниторазведке они обычно фиксируются положительными аномалиями интенсивностью до  $15 \times 10^2$  нТл на фоне  $5-10 \times 10^2$  нТл. Формы тел в плане близки к изометричным или овальным, в вертикальном сечении они интерпретируются как воронко- или грибообразные с узкими субвертикальными подводными каналами. Контактные изменения вмещающих пород незначительны и выражены лишь в узкой (до 1 м) зоне экзоконтакта. В эндоконтакте отмечаются ксенолиты (1-10 см) вмещающих вулканитов, иногда фиксируется параллельная плоскости контакта флюиальность (Поликанов, 1968, Поликанов, 1970).

Два выхода субвулканических андезитов установлены в междуречье Пырвыдь – Гирич, размеры тел составляют 2,0x0,8 и 1,4x0,6 км. Форма их в плане овальная, в разрезе они интерпретируются как объединяющиеся на глубине и падающие на восток. В магнитном поле им соответствуют более обширные и смещенные к востоку аномалии до  $12 \times 10^2$  нТл на фоне  $(2-4) \times 10^2$  нТл у покровных андезитов. По-видимому, оба тела являются апофизами одной крупной субинтрузии. Ороговикование вмещающих пород незначительно и проявлено лишь в узкой (до 1-5 м) зоне экзоконтакта. В вулканитах сусанинской толщи из-за схожести состава пород сам контакт обычно нечеткий и затушеван вторичными изменениями (Кайдалов, 2002).

Юго-западнее тела субвулканических андезитов и андезибазальтов распространены в истоках р. Березовки, где они размещаются среди вторичных кварцитов по кислым вулканитам татаркинской свиты, и на правом берегу верхнего течения р. Права, среди аналогичных образований покровной фации сусанинской толщи. Формы их залегания – силы и мелкие ( $1-2 \text{ км}^2$ ) штоки. Контакты штоков крутые ( $50-70^\circ$ ), силлов – пологие, в плане повторяющие изолинии рельефа. Мощность силлов редко превышает 200–300 м. В субвулканических породах широко проявлены вторичные изменения. Особенно это заметно в штоке андезибазальтов на горе Бияки, где поля пропилитизированных пород, контролируемые разрывными нарушениями северо-восточного направления, достигают 2–3 км длины и 0,5–0,8 км ширины. На левобережье р. Березовка пропилитизированные породы вмещают рудные тела Чаятынского полиметаллического проявления (Кайдалов, 2011).

Дайки комплекса сложены андезитами, реже диорит-порфиритами, простирание их северо-северо-восточное, реже субширотное и северо-западное, мощность даек составляет 0,5-15 м, протяженность – до 1,0 км, углы падения крутые ( $60-90^\circ$ ).

Диорит-порфириты – темно-серые породы с большим (30-45%) количеством порфировых выделений (2-4 мм) андезина №35-50 (20-30%), роговой обманки (10-15%), клинопироксена (до 7%) и биотита (0-2%). Основная масса амфибол-полевошпатовая микропризматическизернистой, участками микропойкилитовой структуры. Акцессории – апатит, сфен, рудный минерал, иногда циркон. Отмечается развитие эпидота и серицита по плагиоклазу, хлорита и сфена по темноцветным минералам.

Андезиты субвулканические в целом сходны с покровными, отличаясь от них большим количеством (до 40%) и крупными размерами (3–4 мм) вкрапленников, большим развитием гломеропорфировых сростков, лучшей раскристаллизованностью основной массы (до микропойкилитовой, микролитовой структуры).

Андезибазальты субвулканические имеют миндалекаменную текстуру, сериально-порфировую и гломеропорфировую структуры. Порфировые выделения, составляющие



20–30 % объема породы, представлены крупными (4–5 мм) изометричными зернами моноклинного пироксена удлиненными лейстами плагиоклаза и в незначительных количествах мелкими (до 1 мм) зернами оливина и ромбического пироксена. Основная масса, имеющая интерсертальную структуру, сложена вулканическим стеклом с вкраплением кристаллов плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Миндалины очень мелкие (1–2 мм), составляют не более 1 % объема породы и выполнены халцедоновидным кварцем и хлоритом. Вторичные минералы – карбонат, хлорит, эпидот, альбит, пренит и лейкоксен.

По содержанию кремнезема, наиболее четко выделяются две группы пород, соответствующие андезибазальтам (52–54 %) и андезитам (56–60 %). Содержание щелочей, при примерно равном содержании  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  составляет 5,36–6,80 %. Индексы Риттмана (1,9–4,3) и Пикока (57) указывают на известково-щелочной тип пород (Кайдалов, 1981). По своим петрохимическим характеристикам субвулканические образования близки покровным, но характеризуются несколько повышенным содержанием щелочей за счет увеличения в породах калия.

Средние содержания элементов-примесей в покровных и субвулканических образованиях близки кларковым для средних пород, за исключением никеля и стронция, содержания которых меньше в 2–3 раза, и скандия превышающего кларковые в 10 раз (Кайдалов, 2011)..

По петрофизическим, гео- и петрохимическим свойствам субвулканические образования комплекса сходны с покровными комагматами, отличаясь от них более высокой магнитной восприимчивостью (до  $5200 \times 10^{-5}$  ед СИ).

К субвулканическим образованиям комплекса приурочены пропилиты (р) и адуляр-кварцевые метасоматиты (ad-q). Изменениям подвержены и субвулканические и вмещающие породы, интенсивность изменений возрастает в зонах разрывных нарушений.. Адуляр-кварцевые метасоматиты вмещают Дыльменское месторождение и несколько проявлений рудного золота.

Позднемеловой возраст субвулканических образований принят на основании представлений об их комагматичности с вулканитами сусанинской толщи.

В туфопесчаниках сусанинской толщи у с. Сусанино найдены отпечатки флоры *Cephalotaxopsis cf. heterophyllus* Holl., *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Trochodendroides* sp., *Pterospermites tschernyschewii* Konst., *Taxodium distichum* (Sternb.) Heer, *Ginkgo cf. laramiensis* Ward., *Platanus* sp., указывающие, по мнению определявших эту флору В.А. Вахрамеева, Т.Н. Байковской и М.М. Кошман, на позднемеловой-палеогеновый возраст вмещающих их отложений (Потапова, 1960; Бравина и др., 1963; Кошман, 1965; Сухов, 1966). Позднемеловой флористический комплекс обнаружен также в туфоконгломератах

сусанинской толщи в районе с. Анненские Минеральные Воды (Тертерян, 1970) и в устье руч. Быстрого (Кайдалов, 2002). У с. Сусанино из флороносных туфопесчаников были выделены споры и пыльца формальных таксонов *Leiotriletes*, *Cyathidites*, *Cyathea*, *Lygodiumsporites* (преобладают) а также *Kuprianipollis elegans*, *Granwella striata*, *Fubalapollis mirigicus* и др., которые, по мнению Н.Д. Литвиненко, характерны для позднего мела. В верховьях руч. Светлый из коры выветривания, подстилающей трахиандезиты сусанинской толщи, она же определила выльцу *Taxodiaceae*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Platanus*, *Alnus*, *Pinus*, *Betula*, *Tricolpites* и др. предположительно палеогенового возраста (Кайдалов, 2002).

Радиологические датировки андезитов, отобранных на левобережье р.Амур, в районе оз. Дыльменского, в окрестностях с. Сусанино, в верховьях р. Бол. Иска, верховьях руч. Светлый варьируют от 62 до 83 млн. лет (Пилацкий, Поликанов, 1978; Кайдалов, 2002). Большинство датировок соответствует маастрихту. В легенде Николаевской серии листов Госгеолкарты-200 толща датирована кампан-маастрихтом по стратиграфическому положению ее между татаркинской и маломихайловской свитами.

#### 1.5.1.2. Мел-палеоген

##### *Маломихайловский вулканический комплекс.*

*Маломихайловская свита* ( $K_2$ - $P_1$ шт) впервые выделена в 1958 г. Л.А. Кесслер на правобережье р. Амур в районе с. Маломихайловское (Кесслер, 1955). Состав и объем свиты дискутировался на протяжении многих десятилетий (Бравина, 1963, Салун, 1979, Сухов, 1975, Потапова, 1962, Тертерян, 1968 и др.). В настоящее время в неё включены, в основном, риолиты, риодациты, дациты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, лигниты, бурые угли (Кайдалов, 2002, Кайдалов, 2011, Добкин, 2012).

В наиболее известном и изученном разрезе на правобережье р. Амур в окрестностях с. Маломихайловского на выветрелых андезитах сусанинской толщи залегают туфы дацитов псаммитовые – 3 м; туфоалевролиты – 2,5 м; туффиты пепловые с обугленными растительными остатками – 1,5 м; угли бурые с линзами (0,1-0,4 м) туфоалевролитов – 0,8 м; туфоаргиллиты белые плитчатые с растительными отпечатками – 0,2 м; туфопесчаники с прослоями туфоалевролитов с растительным детритом – 4,0 м; переслаивающиеся (через 0,2-0,6 м) туфоалевролиты, туфопесчаники, с линзами (до 0,4 м) бурых углей, по простиранию сменяющимися углистыми аргиллитами, в тонких (до 10 см) пропластках туффитов над бурым углем хорошо сохранившиеся отпечатки растений – 4,0 м; туфопесчаники с линзовидными прослоями туффитов, содержащих отпечатки растений, и псаммитовыми туфами дацитов – 3,5 м; туфы риолитов гравийно-псаммитовые, псаммитовые с

растительным детритом – 2,0 м; переслаивающиеся (1-1,5 м) туфопесчаники мелкозернистые, туфы дацитов псаммитовые, туфоалевролиты, туффиты – 4,0 м; туфы риолитов гравийно-псаммитовые – более 10 м. Всего - более 35,5 м.

В Вынгинской (г. Зеленый Конус) (Леонтьев, 1964) и в Искинской (бассейны ручьев Солёный и Дальний) (Поликанов, 1968) палеовулканических постройках, а также на Искинском алунитовом месторождении (Иванищенко, 1969) вулканиты маломихайловской свиты подстилаются маломощными корами выветривания, сформированными либо по туфам дацитов татаркинской свиты (верховья р. Коль Средняя, бассейн руч. Большой), либо по андезитам сусанинской толщи (Искинское алунитовое месторождение, бассейны руч. Дальний и р. Вынга). В нижних частях разрезов обычно преобладают породы дацитового состава, выше риодацитового и риолитового.

В междуречье Бол. Иска - Коль Средняя на дациандезитах сусанинской толщи последовательно залегают игнимбриты риолитов – 30-40 м; игнимбриты и туфы дацитов – 20-30 м; тонкообломочные туфы риолитов и риодацитов – 150 м (Поликанов, 1968). На Искинском алунитовом месторождении скважиной №17 общей глубиной 304,0 м вскрыты чередующиеся через 1,5-37 м лавы, игнимбриты и туфы (гравийные и гравийно-лапиллиевые) дацитового, риодацитового и, возможно, риолитового состава (Иванищенко, 1969). Диагностика пород здесь затруднена повсеместным проявлением окварцевания и аргиллизации. На водоразделе ручьев Солнечный и Красный (левые притоки р. Бол. Иска) в основании свиты залегают игнимбриты дацитов (70 м), а выше – риолитовые и риодацитовые игнимбриты (190 м). В Тывлинской палеовулканической постройке, на правом берегу нижнего и среднего течений р. Тывлина, свиту слагают однородные игнимбриты риодацитового состава, иногда содержащие линзы и прослои псаммитовых туфов (Леонтьев, 1964). В Вынгинской палеовулканической постройке в районе г. Зеленый Конус на коре выветривания андезитов сусанинской толщи залегают чередующиеся пласты игнимбритов и лав дацитового, риодацитового и риолитового состава суммарной мощностью свыше 300 м (Пилацкий, 1970), среди которых отмечаются тонкие (5-10м) потоки андезитов (Леонтьев, 1964).

В верховьях рр. Средн. Ема, Первая, Вторая, Третья покровы свиты, сложенные преимущественно игнимбритами и туфами риодацитов внизу и игнимбритами риолитов вверху, почти повсеместно подстилаются туфогенно-осадочными породами (туфоконгломератами, туфопесчаниками), залегающими на пластах андезитов сусанинской толщи. Здесь мощность свиты, судя по результатам бурения на Середочном месторождении цеолитов (Даниленко, 1994), превышает 200 м. В бассейнах рр. Аври, Кумля, Верхн. и Нижн. Патха игнимбриты риолитов, залегающие на туфах дацитов татаркинской свиты, к

югу замещаются игнимбритами риодацитов, которые перекрываются туфами дацитового и риолитового состава, местами с маломощными пропластками андезитов, общей мощностью около 400 м (Поликанов, 1966).

В бассейнах рр. Масловка, Каки-Сичи, Большая, на правом берегу р. Акчи, в междуречье Масловка-Пырвыдь в нижней части разреза свиты распространены туфоконгломераты, туфопесчаники и перекрывающие их псаммито-гравийные “холодные” туфы дацитов с прослоями туффитов и туфоалевролитов и туфов риолитов. Выше располагаются мощные (до 400 м) накопления однородных мелкообломочных, реже агломератовых спекшихся туфов и игнимбритов риодацитов с сиреневыми, вишневыми тонами окраски, с характерным «свежим» полупрозрачным санидином и смоляно-черным биотитом в кристаллокластах. В бассейне р. Таракановка и верховьях р. Акча на туфах дацитов татаркинской свиты залегают игнимбриты риолитов с линзами туфов андезитов и дациандезитов, сменяющиеся вверх по разрезу игнимбритами и туфами риодацитов, верхнюю часть свиты слагают игнимбриты и тонкоплитчатые лавы риолитов. Общая мощность свиты превышает здесь 600 м (Бойко, 1965, Шавро, 1993).

На Анненском месторождении минеральных вод скважинами вскрыто налегание маломихайловских эффузивов на породы татаркинской свиты и сусанинской толщи (Кулаков, Егорова, 1963). Здесь же по коренным обнажениям северного побережья оз. Гавань составлен разрез вышележащей части свиты: туфы риодацитов гравийно-лапиллиевые – более 100 м; туфы риолитов псаммитовые – 15 м; туфы риолитов алевро-псаммитовые плитчатые – 45 м; игнимбриты риолитов витрокластические с пропластками туфов риолитов алевропелитовых – более 105 м. Всего - более 265 м.

Обширные поля однородных игнимбритов риолитов закартированы в полосе близкого простирания от р. Холодный Ключ на западе до басс. р. Хузи на востоке.

На лево- и правом берегу р. Амур (бассейн руч. Каменистая, Мельница) установлено (Кайдалов, 1981, Тертерян, 1968), что базальные горизонты маломихайловской свиты в одних случаях представлены туфопесчаниками, в других – туфоконгломератами, залегающими на туфах татаркинской свиты. В бассейне р. Урпли нижняя часть разреза свиты мощностью 470 м, представлена пачкой туфопесчаников (100 м) с прослоями туфоалевролитов, которая сменяется выше пачками туфов риолитов и туффитов (20–60 м), туфоконгломератов (30–80 м); завершает разрез пачка (230 м) переслаивания туфопесчаников и туфоалевролитов, в которой выделяется интервал (7,8 м) тонкого переслаивания (через 0,05–0,5 м) углистых аргиллитов с туфопесчаниками и линзами (0,05–0,15 м) бурых углей (Кайдалов, 1981).

На правобережье р. Амур к югу от с. Пат вскрывается верхняя часть свиты, представленная пачкой (более 100 м) туфов риодацитов, реже риолитов псаммитовых кристаллокластических. Выше следует пачка (более 200 м) чередующихся туфов риолитов кристаллокластических псаммитовых, псефитовых, алевритовых, туфопесчаников и туффитов (в верхней части разреза) с растительными остатками, спорами и пылью. В основании пачки залегают туфоконгломераты. Мощность наблюдаемого здесь разреза более 300 м (Добкин, 2002).

Сходный разрез наблюдался в придорожных выемках вдоль трассы Хабаровск–Николаевск-на-Амуре в верховьях р. Прав. Татарка (Добкин, 2002). Здесь под туфоалевролитами и туфопесчаниками улской толщи залегают: туфы риолитов псаммитовые желтовато-серые витрокластические, в верхней части – прослой туфоалевролитов (0,1 м) темно-серых и туфопесчаников (0,25 м) темно-серых, с углефицированными растительными остатками – более 25 м (взаимоотношения не ясны); туфы риолитов псаммитовые – 30 м; аргиллиты серые с прослоем (0,25 м) углистых аргиллитов – 3 м; туфы риолитов псаммитовые – 7,5 м; переслаивание туфопесчаников и туфоалевролитов темно-серых, содержащих редкие прослойки (0,03–0,1 м) углистых аргиллитов с отпечатками ископаемых растений – 2,5 м; риодациты порфиновые с редкими прослоями (до 5 м) туфов дацитов серых псаммитовых – 50 м; туфы дацитов псаммитовые – 15 м. Из слоев 1,3 и 5 выделены спорово-пыльцевые спектры. Всего 133 м.

На лево- и правобережье р. Хилка преобладают игнимбриты риолитов, где они с пачкой туфогенно-осадочных пород в основании залегают на туфах татаркинской свиты.

В Бульдинской вулканоструктуре нижняя часть разреза (около 200 м) сложена риолито-дацитовыми литокристаллокластическими игнимбритами, залегающими с резким угловым и значительным стратиграфическим несогласием на нижнемеловых терригенных отложениях или граничащими с последними по разрывным нарушениям северо-восточного направления. Верхняя часть свиты (50–60 м) в этом месте представлена более кислыми породами – риолитовыми игнимбритами и литокристаллокластическими туфами.

На правобережье р. Вьюн нижняя часть свиты сложена туфами риолито-дацитового состава, залегающими на андезитах сусанинской толщи. Контакт их вскрыт (Кайдалов, 1981) в нескольких местах в бассейне реки Чиколул, где отмечалось субгоризонтальное налегание игнимбритов риодацитов на выветрелые андезибазальты либо на андезиты сусанинской толщи. Контакт четкий, слабо волнистый. Пологое залегание вулканогенно-осадочных пород маломихайловской свиты установлено также в бассейне р. Урпли. Нижняя часть свиты (около 100 м) там представлена туфопесчаниками и, реже, туфоалевроли-

тами, которые сменяются вверх по разрезу туфами риолитов и туффитами (20–60 м). Для средней части (30–80 м) характерны туфоконгломераты и туфогравелиты. Завершается разрез чередованием песчаников и туфоалевролитов (230 м), среди которых обособляется пачка (7,8 м) переслаивающихся углистых аргиллитов, туфопесчаников и бурых углей.

Туфы и игнимбриты, риодациты и риолиты маломихайловской свиты отличаются от подобных образований татаркинской свиты более “свежим” обликом, светлыми (желтоватыми, розоватыми, сиреневатыми, вишневыми) оттенками окраски и типом площадных вторичных изменений – цеолитизация, аргиллизация (для пород татаркинской свиты более характерны хлоритизация и карбонатизация) (Кайдалов, 2002).

Игнимбриты риолитов и риодацитов представлены витрокристаллокластическими и витролитокристаллокластическими разностями. Литокласты (15–30 %) и кристаллокласты (15–70 %) погружены в пепловую микроигнимбритовую цементирующую массу, участками раскристаллизованную в фельзитовый агрегат. Кристаллокласты представлены кварцем, калишпатом, плагиоклазом и биотитом; литокласты – андезитами, пепловыми туфами, вулканитами кислого состава, алевролитами и вулканическим стеклом, частицы которого нередко имеют удлиненную форму с расщепленными концами (Дьячков, Стеганов, 1969; Кайдалов, 1981, Тертерян, 1968 и др.).

Игнимбриты трахириодацитов и трахириолитов отличаются повышенным содержанием калиевого полевого шпата как среди обломочного материала, так и в цементирующей массе, где он образует волокнистые агрегаты (Кайдалов, 2002).

Туфы кислого состава – псаммитовые литовитрокристаллокластические породы, состоящие из угловатых, реже слабоокатанных литокластов (15–25 %) и кристаллокластов (20–45 %). Обломки пород представлены андезитами, дацитами, риолитами, вулканическим стеклом, а кристаллокласты – кварцем, полевыми шпатами и биотитом. Цемент состоит из пеплового материала, часто перекристаллизованного в микрозернистый кварц-полевошпатовый агрегат, по которому развиваются монтмориллонит и серицит. Акцессорные минералы в туфах и игнимбритах представлены цирконом, рутилом, апатитом и магнетитом (Кайдалов, 2002, Добкин, 2012).

Туфопесчаники – темно-серые, серые массивные, реже полосчатые неравномерно-зернистые породы с псаммитовой, псефопсаммитовой или алевропсаммитовой структурой. Состоят из детрита (55–70 %) полевых шпатов, реже кварца, пироксена, роговой обманки, чешуек биотита, вулканического стекла, осадочных и вулканогенных горных пород. Форма обломков окатанная, полуокатанная, реже угловатая. Цемент поровый, пленочный, пеплового состава, в той или иной степени замещён серицитом и хлоритом (Тертерян, 1968, Кайдалов, 2002).

Туфоалевролиты – серые, темно-серые зеленовато-серые часто слоистые, полосчатые породы, состоящие из алевритовых частиц (50–75 %) кварца, полевых шпатов, чешуек биотита. Цемент глинистый, часто замещенный серицитом и хлоритом (Тертерян, 1968, Кайдалов, 2002).

Туфоконгломераты – темно-серые, серые мелко- и крупногалечные слоистые породы с хорошо окатанными гальками (до 50 %) песчаников, алевролитов, андезитов, дацитов, реже риолитов, кремнистых пород, кварца. Заполнитель песчаный (в обломочной фракции полевые шпаты, кварц, реже роговая обманка, пироксен, биотит, горные породы), цемент пеплово-глинистый (Тертерян, 1968, Кайдалов, 2002).

Аргиллиты и углистые аргиллиты – породы темно-серого до черного цвета, часто полосчатые, нередко содержат углефицированные растительные остатки.

Туффиты псаммитовые и псефопсаммитовые витрокристаллолитокластические, в обломочной фракции содержат литокласты (20–35 %) дацитов, алевролитов, песчаников, реже андезитов, гранитов, сланцев. Кристаллокласты (10–15 %) оскольчатой формы, представлены плагиоклазом, кварцем, редко калишпатом и биотитом; витрокласты (0–10 %) флюидальной текстуры, раскристаллизованы в гидрослюдистый агрегат. Цемент глинисто-слюдистый или вторичный альбит-кварцевый с гидроокислами железа (Кайдалов, 2002).

Акцессорные минералы в туфогенно-осадочных породах представлены сфеном, цирконом, рудным минералом и апатитом.

Риолиты и риодациты маломихайловской свиты отвечают весьма высокоглиноземистым породам нормальной щелочности (Добкин, 2002), с отношением  $K_2O/Na_2O=1,11–2,26$ . По геохимическим особенностям они близки вулканитам татаркинской свиты, отличаясь от последних лишь более высокими содержаниями хрома и скандия. В целом для них характерны пониженные, относительно кларка, содержания Ni, Co, Ti, V, Cr, Y, Sn, Mo и повышенные Pb, Zn, La, Sc (Тертерян, 1968, Кайдалов, 2002).

Участкам распространения пород маломихайловской свиты отвечают слабopоложительные значения магнитного поля (100–300 нТл) и достаточно контрастные минимумы значений силы тяжести (до -6 – -8 мГл). Плотность риолитов 2,46–2,64 г/см<sup>3</sup>, игнимбритов и туфов риолитов 2,36–2,43 г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость вулканогенных пород – 3–30×10<sup>-5</sup> ед. СИ. Естественная радиоактивность риолитов, их туфов и игнимбритов 12–30, туфогенно-осадочных пород 9–17 мкР/ч (Кайдалов, 2002, Добкин, 2012).

*Субвулканические образования* комплекса представлены риодацитами и их игнимбритами ( $\lambda\zeta K_2-P_1mt$ ), риолитами ( $\lambda K_2-P_1mt$ ), гранит-порфирами ( $\gamma\pi K_2-P_1mt$ ), субщелочными гранит-порфирами ( $\epsilon\gamma\pi K_2-P_1mt$ ), гранодиорит-порфирами ( $\gamma\delta\pi K_2-P_1mt$ ), субще-

лочными гранодиорит-порфирами ( $\epsilon\gamma\delta\pi K_2-P_1mt$ ), субщелочными лейкогранит-порфирами ( $\epsilon\lambda\gamma\pi K_2-P_1mt$ ), дайками гранит-порфиров ( $\gamma\pi K_2-Pmt$ ), субщелочных гранит-порфиров ( $\epsilon\gamma\pi K_2-P_1mt$ ), риолитов ( $\lambda K_2-P_1mt$ ). Они слагают малые тела и дайки, вмещающими породами для которых, помимо покровных аналогов, являются и более древние образования, принадлежащие сусанинской толще, татаркинской, силасинской, жорминской, пионерской и горинской свитам. Перекрываются тела комплекса эффузивами улской, пихтачской толщ и сизиманскими базальтоидами.

Наиболее крупная субинтрузия, сложенная гранит-порфирами, по периферии переходящими в порфировые риолиты, обнажена на левобережье Амура севернее с. Сахаровка. Она вытянута в северо-восточном направлении вдоль границы жорминской и силасинской свит на 6 км в длину при ширине 2-2,5 км. Небольшой шток аналогичных пород вблизи с. Сахаровка, вероятно, является выступом этого же массива. В разрезе интрузия интерпретируется как межпластовое трещинное тело, расширяющееся к поверхности и принимающее грибообразную форму с многочисленными апофизами во вмещающие породы. Три тела гранит-порфиров в междуречье рр. Вынга-Тывлинка овальной и неправильной, удлиненной в северо-западном направлении формы имеют размер 0,8-4 км по длинной оси, в разрезе они представляют собой воронко- и силлообразные тела с вертикальными подводящими каналами. Наиболее крупное из них приурочено к контакту вулканогенных и осадочных пород. Крупное (до 3,5 км в поперечнике) тело гранит-порфиров расположено в междуречье рр. Тывлина-Колчанка, куполовидная форма выхода его на поверхность подчеркивается дугообразной в плане долиной ручья. Здесь же закартировано трещинное тело гранит-порфиров с двумя апофизами мощностью до 500 м северо-восточного простирания, имеющее, судя по форме выхода на поверхность, близвертикальные контакты (Кайдалов, 2002).

В верховьях р. Средняя Таракановка среди покровных вулканитов маломихайловской свиты закартированы два тела линзовидной, дугообразной в плане формы размерами 3,5x1,4 и 2,5x0,8 км, сложенные вишневыми гранодиорит-порфирами, постепенно переходящими к периферии в дациты. Группа субинтрузий неправильной удлиненной формы, представленная субщелочными гранодиорит-порфирами в бассейнах рр. Погорелец и Толстый Ключ, приурочена к дуговым разрывным нарушениям. Протяженность их не превышает 2-2,5 км по длинной оси. В том и другом случаях это также трещинные тела, расширяющиеся в верхней части и имеющие в разрезе грибообразную форму. Несколько тел, сложенных риолитами, риодацитами и гранит-порфирами, расположены в верхнем течении р. Холодный Ключ. В плане они имеют неправильную удлиненную форму до 2 км в поперечнике с извилистыми очертаниями и узкими подводящими субвертикальными ка-



налами. Мелкие дугообразные интрузии гранит-порфиров на левобережье р. Хилка контролируются разрывными нарушениями, ограничивающими палеовулкан г. Фигурной. Здесь же, на водоразделе Хилки – Мы, выявлены два тела, сложенные гранит-порфирами и риолитами. В плане они имеют удлинённую овальную форму до 2 км в поперечнике, а в разрезе представляют собой расширяющиеся на глубину штоки. Крупная (до 14 км<sup>2</sup>) субинтрузия субщелочных лейкогранит-порфиров изометричной в плане формы расположена на восточной окраине Маркрамского массива (Кайдалов, 2002).

В истоках р. Бульдо одно крупное (3×5 км) тело овальной в плане формы и одно по соседству с ним малое (0,9×1,1 км) сложены однородными по текстуре и структуре кристаллокластическими игнимбритами, близкими по внешнему облику автомагматическим брекчиям риодацитового состава. От вмещающих покровных образований аналогичного состава они отличаются более темной окраской и значительно большим количеством литокристаллокластов (Кайдалов, 2011).

Дайки риолитов и гранит-порфиров распространены по периферии субвулканических интрузий либо приурочены к разломам от субширотного до субмеридионального направлений. Протяжённость их 1–2 км при мощности 25–100 м, углы падения крутые (50–90°). В эндоконтактах даек породы часто трещиноваты и аргиллизированы (Кайдалов, 2002, Добкин, 2012).

Риолиты субвулканические – желтовато-серые массивные порфировые породы. Вкрапленники (15–35 %) представлены плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, калишпатом. Основная масса микрофельзитовая (Добкин, 2012).

Риодациты субвулканические – серые порфировидные породы, состоящие из кварц-полевошпатовой основной массы пойкилитовой структуры и порфировых вкрапленников (20–25 %), кварца, плагиоклаза, биотита и, редко, калишпата. Акцессорные минералы – циркон, апатит, рудный минерал, вторичные – серицит, пелит, эпидот (Кайдалов, 2002, Добкин, 2012).

Игнимбриты обнаруживают литокристаллокластическую структуру и нередко флюидальную текстуру. Структура основной массы фельзитовая, игнимбритовая. Литокластический материал представлен обломками риолитов, туфов и кварц-серицитовых метасоматитов (5–8 %), кристаллов плагиоклаза, кварца, калишпата, реже биотита и роговой обманки (40–45 %). Акцессорные минералы – циркон, рудный минерал, вторичные – серицит, хлорит, кварц (Кайдалов, 2011).

Гранит-порфиры, субщелочные гранит-порфиры и субщелочные лейкогранит-порфиры отличаются от риолитов серой окраской, более крупным (до 10 мм) размером вкрапленников и микрогипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Акцессор-

ные минералы – апатит и циркон, сфен, иногда рутил. Для субщелочных разностей характерно преобладание среди фенокристаллов калишпата и кварца, для лейкоразностей – отсутствие биотита среди вкрапленников (Кайдалов, 2002, Добкин, 2012).

На аэрофотоснимках субвулканические тела иногда выделяются среди образований покровной фации более массивными формами микрорельефа и пятнистым фототонном. В магнитном поле лишь отдельные тела, сложенные гранодиорит-порфирами, создают аномалии до  $6 \times 10^2$  нТл на фоне  $0-4 \times 10^2$  нТл у более кислых покровных эффузивов. По данным АГСМ, субвулканическим породам свойственны повышенные концентрации калия (5–6 %) и тория ( $10-20 \times 10^{-4}$  %), по данным наземной радиометрии – повышенная (20–23 мкР/час) радиоактивность на фоне более низких её значений, характерных для пород покровной фации (Кайдалов, 2002, Кайдалов, 2011, Добкин, 2012).

По петрохимическим, геохимическим и петрофизическим характеристикам субвулканические образования комплекса сходны с породами покровной фации, отличаясь от них повышенной магнитной восприимчивостью (до  $1600 \times 10^{-5}$  ед. СИ).

Субинтрузии комплекса сопровождаются широкими (до 4-8 км) полями измененных пород: вторичных кварцитов (vk), аргиллизитов (ag), пропилитов (p), цеолитизированных пород (seo), образованных по вулканитам как маломихайловской, так и татаркинской свит. Иногда их выходы фиксируют положение еще не вскрытых эрозией субинтрузий комплекса. В крупных телах метасоматических пород наблюдается определенная вертикальная и горизонтальная зональность. Метасоматиты хорошо изучены при разведке алунитовых месторождений Асдум и Гряда Каменистая (Иванищенко, 1969, Шавро, 1966, Шавро, 1993). Здесь вторичные кварциты слагают верхнюю зону измененных пород. Гипсометрически их распространение, по мнению Л.Ф. Мишина (2001), ограничивается снизу уровнем вскипания гидротерм, сверху – уровнем циркуляции подземных вод. При этом по типоморфным минералам (диккит, каолин, адуляр, корунд, алунит, андалузит) выделены отдельные фации вторичных кварцитов, установлено замещение вторичных кварцитов на глубине щелочными рудоносными метасоматитами, а по периферии их выходов – пропилитами и аргиллизитами. Цеолитизированные породы фиксируют приповерхностные уровни эрозионного среза и низкотемпературный метасоматоз, сменяясь на глубине аргиллизитами. С метасоматитами комплекса связаны месторождения и проявления алуни-та, цеолита, золота, серебра, полиметаллов (Кайдалов, 2002).

Взаимоотношения маломихайловских вулканитов с гранитами бекчиулского комплекса не установлены, но есть свидетельства того, что породы маломихайловской свиты в незначительной степени подвержены ороговикованию и, следовательно, их формирова-

ние вместе с субвулканическими породами предшествовало становлению бекчиулских гранитов (Кайдалов, 2011).

Возраст субвулканических образований комплекса принят позднемеловым – палеоценовым по аналогии с породами покровной фации, представления о возрасте которой базируются на многочисленных находках остатков флоры в туфогенно-осадочных породах на правом берегу р. Амур в окрестностях сс. Маломихайловское, Константиновка, Новый Кабель, Пат, на водоразделе Кини-Хилка, в верховьях рр. Прав. Татарка и Коль Средняя (Тертерян, 1970, Поликанов, 1972, Кошман, 1974, Ахметьев, Головнева, 1998, Кайдалов, 2002, Добкин, 2012 и др.). В большинстве случаев местонахождения содержат исключительные по сохранности растительные остатки, представленные *Equisetum ex gr. arcticum* Heer, *Onoclea hebridica* (Forb.) Jons., *Dennstaedtia tschuktschorum* Krysht., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *Larix puerensis* Gol. et Akhmet., *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Cryptomerites tutschkovii* Gol. et Akhmet., *Fokieniopsis catenulata* (Bell) Gol. et Akhmet., *Amurocyparis sokolovia* Gol. et Akhmet., *Corylites amurensis* Gol. et Akhmet., *Trochodendroides ex gr. arctica* (Heer) Berry, *Paleocarpinus pacifica* Gol. et Akhmet. и др.. Большинство исследователей считают этот комплекс маастрихт-датским.

В пробах, отобранных из углистых туфоалевролитов и туфоаргиллитов вдоль трассы Хабаровск–Николаевск-на-Амуре на водоразделе ручьев Прав. Татарка и Красивый (левый приток р. Хилка), обнаружены споры и пыльца *Laevigatosporites*, *Cyathidites minor*, *Cycadopitys*, *Cedrus*, *Piceapollenites*, *Taxodiaceae*, *Sequoiapollenites*, *Sciadopitys*, *Podocarpidites*, *Phyllocladidites*, *Aquilapollenites*, *Betulus*, *Alnuspollenites*, *Comptonia*, *Tricolpites*, *Hamamelidaceae*, *Proteacidites*, *Liliacidites*, которые характеризуют, по мнению Н.Д. Литвиненко, растительность конца позднего мела–палеоцена (Добкин, 2002). В спорово-пыльцевых пробах, отобранных из флороносных слоев в окрестностях с. Маломихайловское Н.Д. Литвиненко обнаружила пыльцу формальных таксонов *Triporopollenites*, *Triatriopollenites*, *Ulmoideipites*, *Tricolpites*, а также *Myrica*, *Liquidambar*, *Pterocarya*, *Betula*, *Alnus*, *Rosaeaeae*, возраст которых оценивается поздним данием или даже танет-зеландием. Возраст спорово-пыльцевых комплексов, выявленных в пробах из басс. р. Хол. Ключ, окрестностей сс. Пат и Нового Кабеля оценивается ею ранним палеоценом (Кайдалов, 2002, Добкин, 2012), а из туфогенно-осадочных пород в верховьях р. Прав. Татарка отвечает позднему палеоцену (Добкин, 2002).

Калий-аргоновые датировки пород маломихайловской свиты по пробам, отобранным в бассейнах рр. Камора, Акча, Вузах, Холодный Ключ, Кини, Хилка, Вынга, Тывлина, Бол. Иска, в бассейне руч. Алтуховский (приток р. Коль), в верховьях руч. Дальний

(приток р. Иска) и др. варьируют от 50 до 76 млн. лет, что близко к границе мела и палеогена (Добкин, 2002, Кайдалов, 2002, Кайдалов, 2011 и др.).

### 1.5.1.3. Палеоген

#### Палеоцен–эоцен

*Улский вулканический комплекс* развит в пределах Нижнеамурского ареала Сихотэ-Алинской ВПЗ на водоразделах между р. Амур и Амурским лиманом, нижним течением р. Амур и Сахалинским заливом и небольшими фрагментами по левобережью р. Амур в южной части территории.

*Ульская толща* ( $P_{1-2ul}$ ), объединяющая покровные фации одноименного базальт-андезитового вулканического комплекса, впервые выделена при подготовке Региональной стратиграфической схемы палеогеновых и неогеновых отложений юга Дальнего Востока Четвертым Межведомственным региональным стратиграфическим совещанием (Хабаровск, 1990 г.) (Решения IV МРСС, 1990). Ранее эти образования относились к самаргинской свите (Тертерян, 1968, Пилацкий, 1968), нижнеколчанской подсвите (Пилацкий, 1978, Поликанов, 1968, Поликанов, 1970), к палеоценовой толще андезитов (Дьячков, Стеганов 1979) или толще трахиандезибазальтов (Кайдалов, 1981). Толща сложена андезитами, их туфами и лавобрекчиями, андезибазальтами, трахиандезитами, трахиандезибазальтами и их туфами, дациандезитами, дацитами, кварцевыми латитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, редко отмечаются туффиты.

В юго-западной части территории, в бассейнах верхних течений рек Березовка, Права и Урпли породы толщи обычно слагают вершины сопок. В Право - Урплинском междуречье они наращивают разрез вулканитов подстилающей маломихайловской свиты, а в междуречье Березовка – Права залегают на татаркинской свите. На правом берегу р. Урпли вскрыт контакт улской толщи с татаркинской свитой. Там сургучные среднепорфировые трахиандезиты, слагающие основание толщи, залегают на выветрелых туфах дацитов под углом  $10^\circ$ , а в строении толщи принимают участие трахиандезиты, трахиандезибазальты, базальты и их туфы. В другом разрезе толщи на правом берегу р. Урпли снизу вверх следуют: трахиандезиты порфировые плагиоклаз-пироксеновые – 30 м; туфы трахиандезитов литокристаллокластические – 30 м; трахиандезиты порфировые плагиоклаз-пироксеновые – 90 м; андезиты редкопорфировые биотит-полевошпатовые – 30 м; туфы андезитов литокристаллокластические – 80 м; андезидациты редкопорфировые биотит-полевошпатовые – 30 м. Всего 290 м. В разрезе толщи в верховьях р. Каменка преобладают лавы трахиандезитов и андезидацитов, преимущественно трахиандезитами сложены также вершины гор Смысловская и Мошковская. Таким образом, можно видеть, что в

составе толщи здесь породы лавового происхождения резко преобладают над туфами (Кайдалов, 1981; Кайдалов, 2011).

На юге континентальной части территории выходы улской толщи известны в бассейнах рр. Пото, Кенжа, Гера, Татарка, в междуречье Мы–Тыми, где она залегает на силасинской, больбинской, татаркинской и маломихайловской свитах. В верховьях руч. Прав. Татарка (трасса Селихино–Николаевск-на-Амуре), на туфах дацитов маломихайловской свиты без следов размыва залегают: туфопесчаники с прослоями (0,1–1,0 м) туфоалевролитов с отпечатками ископаемой флоры, спорами и пылью – 50 м; трахиандезиты порфиоровые – более 25 м. Всего более 75 м. Более высокие горизонты толщи изучены по коренным выходам на левобережье оз. Хилка: туфы андезитов псефитовые литокристаллокластические, реже псаммитовые, редко туфопесчаники (0,15–0,20 м) с растительным детритом – более 40 м; переслаивание псаммитовых и псефитовых туфов андезитов кристаллокластических с прослоями и линзами (0,10–0,15 м) туффитов алевритовых со спорами и пылью – 30 м; туфы андезитов псаммитовые кристаллокластические с редкими прослоями и линзами (0,10 м) туффитов алевритовых – 30 м; андезиты порфиоровые пироксеновые – более 40 м. Всего более 140 м (Добкин, 2002).

Более полный разрез свиты описан в междуречье Бол. Кривун–Ниж. Пото: андезиты порфиоровые – 10 м; туфы андезитов псаммитовые – 30 м; андезиты порфиоровые – 20 м; туфы андезитов лапиллиевые – 20; андезиты порфиоровые с линзами (до 10 м) дациандезитов – 80 м; туфы андезитов псефитовые – 20 м; андезиты порфиоровые с редкими линзами (до 10 м) дацитов порфиоровых – 110 м; андезиты афировые – 20 м. Всего 310 м. Схожий состав и строение толща имеет на правобережье руч. Бол. Кривун и на водоразделе ручьев Левого Быстрого и Таежного, где мощность её составляет соответственно 250 и 240 м. В последнем случае в основании разреза вскрыта пачка (30 м) серых лавобрекчий андезитов. Частные разрезы (100 м), вскрытые в районе высотных отметок Заречная и Круглая, представлены лишь андезитами (Дьячков, Стеганов, 1979).

С.Н. Добкин (2012) к улской толще с определенной долей условности относит также андезиты, их туфы и андезибазальты, распространенные в бассейне р. Сред. Пото среди базальтов миоценовой кизинской свиты. С.Б. Бравина (1963) и М.К. Дьячков (1979) выделяли их в верхнекизинскую подсвиту. Однако было установлено (Блюмштейн, 1973, Рейнлиб, 1975, Добкин, 2002), что среди андезитов и их туфов нередко встречаются серицитизированные, хлоритизированные и аргиллизированные разновидности, с которыми связан ряд пунктов минерализации золота, вторичные геохимические ореолы и потоки рассеяния золота и серебра, шлиховые ореолы рассеяния монацита, что не характерно для миоценовых вулканитов.

Севернее, в междуречье Акча - Бол. Вузих на покровах туфов и игнимбритов риолитов маломихайловской свиты залегают мелкопорфировые, в отдельных потоках – крупнопорфировые, вишнево-серые, зеленоватые лавы трахиандезитов, перемежающиеся с трахитами, дациандезитами, редко с трахидацитами, общей мощностью примерно 250 м (Кайдалов, 2002).

В верховьях рр. Хилка и Мы в Пихтачской ПВП на коре выветривания пород маломихайловской свиты залегают трахиандезиты с характерными порфировыми выделениями янтарно-желтых полевых шпатов. В однообразном по составу покрове отмечается чередование мелкопорфировых, до афировых и крупнопорфировых лав. В районе г. Конус, в изолированных ареалах в верховьях р. Акча и в окрестностях г. Черемховского лавы трахиандезитов и андезитов перемежаются с дациандезитами и трахитами. Здесь отмечается та же характерная для улской толщи особенность – чередование крупновкрапленниковых раскристаллизованных разностей с мелкопорфировыми и даже афировыми. Мощность улской толщи в Пихтачской ПВП - около 200 м (Шадынский, 1966, Кайдалов, 2002).

В вулканоструктуре г. Фигурная на левобережье р. Хилки к улской толще отнесены характерные крупновкрапленниковые темно-серые и коричневато-серые трахиандезиты, включающие потоки трахитов, залегающие на коре выветривания туфов и игнимбритов риолитов маломихайловской свиты (Тертерян, 1974). Мощность толщи составляет здесь около 100 м.

В Хузинской ПВП в основании толщи на осадочных породах силасинской свиты залегают пласт туфов трахиандезитов (около 80 м), а стратиграфически выше чередующиеся крупно- и мелкокрапленниковые трахиандезиты, включающие прослой лапиллиевых и агломератовых туфов трахиандезитов и отдельные потоки трахитов и трахиандезибазальтов (примерно 150 м). Иногда среди трахиандезитов отмечаются локальные участки, выполненные преимущественно агломератовыми туфами трахиандезитов и трахитами, вероятно, отвечающие кальдерным фациям. Общая мощность толщи в этой ПВП составляет около 250 м (Кайдалов, 2002).

В Вынгинской ПВП, в районе г. Зеленый Конус, на игнимбритах риодацитов маломихайловской свиты залегают брекчиевые лавы трахиандезитов мелкообломочные – 70 м; трахиандезиты пироксеновые миндалекаменные – 6 м; брекчиевые лавы трахиандезитов – 5 м; туфы андезитов псаммитовые – 15 м. Всего 95 м (Пилацкий, 1970).

На правом берегу р. Лев. Ул (руч. Кулибина) эффузивы с резким угловым несогласием залегают на подстилающих отложениях валанжина и верхней юры и представлены лавобрекчиями андезитов – 10 м, андезитами мелкопорфировыми – 80 м, туфами андезидацитов кристаллокластическими – 50 м, андезитами афировыми – 70 м, лавобрекчиями

андезитов – 130 м. Мощность по разрезу 340 м. (Пилацкий, 1968 – Козлов, 1981 отнес их к больбинской)

По петрографическому и петрохимическому составу улские вулканы близки к аналогичным образованиям сусанинской толщи, что затрудняет их распознавание. Единственным надежным критерием выделения этих толщ становятся данные о залегании характерных для них вулканических андезитового и трахиандезитового состава стратиграфически ниже или выше маломихайловской свиты. Косвенным признаком, указывающим на принадлежность этих пород улской толще, является отсутствие в них признаков контактового метаморфизма, который связывается с внедрением верхнеудоминских гранитоидов (Кайдалов, 2002).

Андезиты – обычно массивные, реже флюидалные и миндалекаменные породы зеленовато-серой или темно-серой окраски, порфиоровые и афировые. Вкрапленники представлены в основном плагиоклазом № 36–46, реже 50–53 (3–35 %), роговой обманкой (1–8 %), пироксеном (1–10 %), биотитом. По составу темноцветных минералов выделяются роговообманковые, пироксен-роговообманковые, реже пироксеновые разности. Основная масса микролитовая, пойкилитовая или пилотакситовая (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов 1979).

В лавобрекчиях андезитов литокласты (3–10 %) размером 3–30 мм представлены в основном андезитами, а кристаллокласты (3–8 %) – плагиоклазом, пироксеном, реже кварцем. Связующая масса микролитовая, гиалопилитовая либо пилотакситовая (Дьячков, Стеганов 1979).

Туфы андезитов – массивные и слоистые породы псефитовой, псефопсаммитовой или псаммитовой структуры. По составу обломочного материала выделяются литокластические, кристаллолитокластические и витрокристаллолитокластические туфы. Литокласты (5–75 %) представлены андезитами, их туфами, реже дацитами, кремнями, метасоматитами, базальтами, андезибазальтами, кристаллокласты – плагиоклазом, пироксеном и кварцем. Цементирующая масса пепловая, почти нацело замещена хлоритом, карбонатом, эпидотом, лимонитом и гидрослюдой (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов 1979).

Дациандезиты отличаются от андезитов более кислым составом вкрапленников плагиоклаза (андезин № 30–45), а дациты – присутствием биотита. Наблюдаемые в них вкрапленники плагиоклаза (20–35 %), роговой обманки (5–10 %), реже пироксена, кварца и биотита погружены в микропойкилитовую и микролитовую основную массу (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов 1979).

Трахиандезиты и трахиандезибазальты отличаются от андезитов характерным коричневатым оттенком, появлением в основной массе калишпата. Кварцевые латиты определяются только по данным силикатных анализов (Добкин, 2002).

В шлифах всех типов пород улской толщи присутствуют апатит и рудный, иногда циркон, сфен. Минералогическим анализом протолочек установлены пирит, апатит, циркон, реже гранат, мартит, ортит, ильменит, сфен, магнетит. В верховьях руч. Прав. Татарка в трахиандезитах выявлены обособления красной яшмовидной породы, а на правом берегу р. Тыми – агатов (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов 1979, Кайдалов, 1981).

Выходам вулканитов улской толщи соответствует слабо дифференцированное положительное магнитное поле интенсивностью  $1-5 \times 10^2$  нТл. Зафиксированные АГСМ содержания калия в породах толщи составляют 3–5 %, урана –  $3-4 \times 10^{-4}$  %, тория –  $10-12 \times 10^{-4}$  %. (Кайдалов, 2011). На МАКС участки распространения улских вулканитов не распознаются. Средняя плотность их  $2,51-2,60$  г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость андезитов и их туфов 50–5300, дацитов 4–73, дациандезитов  $30-3625 \times 10^{-5}$  ед. СИ. Естественная радиоактивность андезитов, их туфов, лавобрекчий и андезибазальтов 10–14, дациандезитов и дацитов 12–16 мкР/ч (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов 1979, Серкин, 1977).

По данным силикатного анализа андезиты, андезибазальты и их субщелочные разновидности относятся к высокоглиноземистым, реже весьма высокоглиноземистым породам калиево-натриевого типа щелочности; дациты и дациандезиты натровые, весьма высокоглиноземистые. Модуль титановый ( $Al_2O_3/TiO_2$ ) пород улской толщи в целом выше (15,71–44,62), чем пород больбинской свиты (9,22–34,73), что связано, очевидно, с более кислым их составом (Добкин, 2002, Кайдалов, 2002).

По данным спектрального анализа во всех типах пород толщи содержания иттрия, иттербия выше, титана, цинка и стронция ниже кларков, кобальта, ванадия, молибдена, меди, свинца, галлия, бария и бериллия близки к кларковым. Содержания хрома в магнетитах из пород улской толщи ниже, а титана выше, чем в магнетитах из пород больбинской свиты. В апатитах из улских вулканитов установлено уменьшение содержания циркония с ростом содержания титана, чего не наблюдается в апатитах больбинской свиты (Дьячков, Стеганов 1979).

*Субвулканические образования* представлены андезитами и дациандезитами ( $\alpha P_{1-2ul}$ ), диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами ( $\delta P_{1-2ul}$ ), андезибазальтами ( $\alpha \beta P_{1-2ul}$ ), трахиандезитами ( $\tau \alpha P_{1-2ul}$ ) и трахиандезибазальтами ( $\tau \alpha \beta P_{1-2ul}$ ). Они слагают штокообразные тела ( $1-4$  км<sup>2</sup>) изометричной, овальной или неправильной в плане формы, а также силлы мощностью 100–200 м. Залегание силлов субгоризонтальное. Контакты штоков крутые ( $60-80^\circ$ ), реже более пологие ( $35-50^\circ$ ) с падением поверхностей контак-



тов к их центру и от центра. В экзоконтактах (1–10 м) вмещающие породы улской толщи и татаркинской свиты, как правило, пиритизированы, пропицитизированы, хлоритизированы, окварцованы. В эндоконтактах субвулканических тел часто отмечаются включения вмещающих пород. Аэро- и наземной магнитометрией над штоками фиксируются положительные магнитные аномалии напряженностью 750–5000 нТл. На аэрофотоснимках и топокартах им часто соответствуют острые или выположенные вершины со спокойным ровным серым фототонном (Дьячков, Стеганов 1979, Кайдалов, 1981, Кайдалов, 2011, Поликанов, 1974).

Дайки андезитов, диорит-порфиритов и трахиандезитов распространены среди покровных вулканитов улской толщи, маломихайловской и татаркинской свит. Простираение их разнообразное и обычно увязано с преобладающим направлением разрывных нарушений. Протяженность даек 0,2–1,3 км, мощность 1–100 м. Контакты их прямолинейные, реже извилистые, крутопадающие (50–90°) (Кайдалов, 2002, Добкин, 2002). В пределах Бекчиулского поднятия немногочисленны дайки андезитов прорывают гранитоиды верхнеудоминского комплекса. Ориентировка даек меняется от северо-восточной до субмеридиональной. Мощность их не превышает 30 м при протяженности до 1 км. Углы падения контактов даек от 40° до 90° (Кайдалов, 2002).

Непосредственно в эндоконтактах с прорываемыми кислыми вулканитами субвулканические диорит-порфириты иногда переходят в кварцевые диорит-порфириты (Добкин, 2002, Кайдалов, 2002).

Субвулканические андезиты, андезибазальты и трахиандезиты отличаются от подобных пород покровных фаций большим содержанием вкрапленников и меньшим стекла (Дьячков, Стеганов 1979).

Диорит-порфириты – зеленовато - и темно-серые массивные порфировые породы, состоящие из вкрапленников (20–45, редко до 60 %) плагиоклаза № 30–55, клинопироксена ( $2V=+50$ ), роговой обманки, редко кварца и биотита, погруженных в микропризматическизернистую или аллотриаморфнозернистую основную массу (Дьячков, Стеганов 1979). В кварцевых диоритах содержание вкрапленников кварца достигает 5–7 %.

Среди аксессуарных минералов, характерных для покровных и субвулканических образований улского комплекса (апатит, циркон, сфен), в субвулканических породах кроме того отмечается турмалин (Кайдалов, 2002).

С субвулканическими интрузиями диорит-порфиритов связаны тела кварцсерицитовых метасоматитов (q-src), к которым приурочено золотое оруденение (участок «Заячий»).

По аналогии с вулканитами покровной фации улского комплекса, возраст описанных субвулканических образований принят палеоцен-эоценовым. Представления об этом возрастном интервале базируются на стратиграфическом положении улской толщи выше маломихайловской свиты, охарактеризованной маастрихт-датской флорой (Ахметьев, Головнева, 1998, Кайдалов, 2002, Добкин, 2012 и др.). На правом берегу р. Березовка породы улской толщи прорваны и ороговикованы интрузией эоценового прибрежного комплекса. Калий-аргоновые датировки ее варьируют от 23 до 81 млн. лет, но в большинстве случаев отвечают интервалу поздний палеоцен – поздний эоцен (Кайдалов, 2002, Кайдалов, 2011, Добкин, 2012). Современные U-Pb даты, полученные в ЦИИ ВСЕГЕИ для 11 зерен циркона из пробы 3441, отвечают интервалу 75,5–80,5 млн. лет, составляя в целом 78,5 млн. лет. (Кайдалов, 2011). В процессе ГДП-200 в верховьях р. Прав. Татарка (трасса Селихино–Николаевск-на-Амуре) в туфоалевролитах из нижней части толщи собраны отпечатки *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Trochodendroides* sp. (?), *Nissidium* (?) *arcticum* (Heer) Пjinsk., *Equisetites* sp., *Abies* (?) sp., *Taxodiaceae*, которые, по мнению В.В. Кирьяновой, могут характеризовать отложения в интервале от маастрихта до среднего миоцена, а комплекс спор и пыльцы из этих же пород, по мнению Н.Д. Литвиненко характерен для позднего палеоцена. Споры и пыльца, обнаруженные в туфах андезитов на левобережье оз. Хилка, по определению Н.Д. Литвиненко, характерны для верхнего палеоцена–эоцена (Добкин, 2002).

Субвулканическими образованиями комплекса интродированы вулканогенные покровы татаркинской и маломихайловской свит, гранитоиды палеоценового верхнеудоминского комплекса и покровные фации вулканитов улской толщи (Кайдалов, 1981, Добкин, 2012). В свою очередь, имеются данные о стратиграфическом перекрытии их эффузивами эоценовой пихтачской толщи (Кайдалов, 2002) и эоцен–олигоценными базальтоидами сизиманской толщи (Дьячков, Стеганов 1979). Калий-аргоновые датировки улских субвулканических образований соответствуют интервалу 33–65 млн лет (Добкин, 2012).

## Эоцен

*Пихтачский вулканический комплекс* развит в пределах Нижнеамурского ареала Сихотэ-Алинской ВПЗ на небольших площадях в отдельных локальных вулканоструктурах.

*Пихтачская толща* (P<sub>2</sub>ph), в которую объединяются вулканиты покровной фации одноименного комплекса, выделена по материалам ГДП-200 (Кайдалов, 2002) при составлении легенды Николаевской серии листов Госгеолкарты-200 (Дымович Кайдалов, 1998). Ранее, при производстве крупномасштабных съемок, игнимбриты дацитов, трахи-

дацитов, риолитов, трахиты, трахидациты и риолиты, без видимых следов перерыва перекрывающие улскую толщу, относили к эоцен-олигоценым средне- и верхнеколчанской подсвитам или к палеоценовой самаргинской свите (Тертерян, 1968, Тертерян, 1970, Шадынский, 1966). Характерной особенностью пихтачской толщи являются преобладание в ее составе флюидалных плитчатых игнимбритов дацитов с обилием во вкрапленниках смоляно-черного биотита, сиреневые и вишневые тона окраски слагающих ее пород, «свежий» их облик.

Покровы пихтачской толщи обычно маломощные (от первых десятков до 100-200 м), в большинстве случаев они обнаруживают пространственную связь с палеожерловицами, заполненными субвулканическими породами, совместно с которыми и образуют пихтачский риолит-трахидацитовый комплекс (Кайдалов, 2002). В басс. р. Второй и в верховьях р. Лев. Рассошина толща представлена чередующимися полосчатыми флюидалными игнимбритами дацитов и пемзоигнимбритами риолитов общей мощностью 120 м, залегающими на маломихайловской свите (Бойко, 1965, Поликанов, 1966). На правом берегу р. Амур пихтачская толща обычно распространена в тех же вулканоструктурах, что и улская. В Большевузихской ПВП ее слагают сиреневые плитчатые флюидалные биотитовые игнимбриты трахидацитов мощностью 60-80 м, перекрывающие трахиты улской толщи (Кайдалов, 2002).

В Пихтачской ПВП мощность толщи достигает 270 м. В основании ее залегают игнимбриты дацитов с включениями крупных обломков и глыб нижележащих трахидацитов, риолитов и гранодиоритов, стратиграфически выше – однородные плитчатые флюидалные игнимбриты дацитов, включающие редкие потоки трахитов и дациандезитов (Шадынский, 1966). В окрестностях г. Фигурной игнимбриты дацитов пихтачской толщи отличаются высокой степенью спекания и участками имеют облик интрузивных пород. Мощность их здесь не превышает 120 м (Тертерян, 1968).

В окрестностях г. Каменный Гребень (около 2 км<sup>2</sup>) и г. Мал. Гера (около 1 км<sup>2</sup>) породы пихтачской толщи без следов размыва залегают на андезитах улской толщи. В составе пихтачской толщи здесь преобладают игнимбриты риолитов, редко отмечаются туфы риолитов и риолиты, которые на контакте с гранитоидами прибрежного комплекса ороговикованы. Мощность толщи здесь не превышает, очевидно, 80 м (Добкин, 2012).

Игнимбриты дацитов и трахидацитов имеют порфиристо- и кристаллокластическую структуру, псевдофлюидалную текстуру и содержат от 10 до 55% кристаллов и их обломков. Среди последних преобладают плагиоклаз (10-35%) и биотит (10-15%), редко встречаются пироксены (0-7%), роговая обманка (0-10%); литокласты (0-10%) представлены дацитами, дациандезитами, андезитами, их туфами (Кайдалов, 2002).

Игнимбриты риолитов – серые, кремово-серые и светло-серые иногда с фиолетовым оттенком массивные, псевдофлюидальные породы, состоящие из кристаллокластов (~50 %) калишпата, плагиоклаза, кварца и биотита, обломков (до 10 %) стекла, дацитов, гранит-порфиров, диоритов, размер которых достигает 5 мм. Цемент состоит из сильно-спекшихся пепловых частиц (Тертерян, 1968).

Игнимбриты трахитов содержат кристаллы и обломки преимущественно калиево-натриевого полевого шпата (20-25%), олигоклаз-андезина (15-20%), меньше темноцветных минералов (10-15%). Связующая масса сложена уплощенными и сильно вытянутыми пепловыми частицами, среди которых выделяются крупные (1-5 мм) линзочки стекла, часто с “оборванными” краями, раскристаллизованные в сферолитовый, аксиолитовый или микропойкилитовый кварц-полевошпатовый агрегат (Кайдалов, 2002).

Туфы риолитов – серые, темно-серые алевропелитовые и алевропсаммитовые, обычно содержат до 50 % обломков риолитов, кварца, дацитов, андезитов, вулканического стекла размером до 3,0 см, которые часто имеют угловатую форму. Цемент кварц-полевошпатовый микрозернистый с реликтами пепловых частиц (Тертерян, 1968).

Риолиты окрашены в серые цвета различных оттенков (желтоватого, розоватого, зеленоватого). Вкрапленники (30–40 %) представлены калишпатами, кварцем, биотитом. Основная масса микропойкилитовая. (Тертерян, 1968, Добкин, 2012).

В описанных породах акцессорными минералами являются апатит, магнетит, циркон и рудный минерал; вторичные изменения проявлены слабо.

На аэрофотоснимках и в аэрогеофизических полях выходы толщи не отражаются. Породы характеризуются низкими значениями плотности ( $2,54 \text{ г/см}^3$ ), магнитной восприимчивости – 0-150 (макс.530)  $\times 10^{-5}$  ед. СИ и высокой (19–32 мкР/ч) естественной радиоактивностью (Тертерян, 1968, Добкин, 2002).

По химическому составу породы пихтачской толщи относятся к высокоглиноземистым и малотитанистым разновидностям калиево-натриевой серии с равным соотношением  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , либо небольшим преобладанием натрия. Некоторые образцы пород показывают повышенную щелочность, что позволяет отнести их к трахитоидным разновидностям, но в целом щелочность заметно ниже, чем в подстилающих породах улской толщи (Тертерян, 1968, Шадынский, 1966).

Спектральным анализом в биотите и пироксенах обнаружены повышенные, по сравнению с минералами более древних кислых эффузивов, содержания бария (0,3%), рубидия и галлия (до 0,02%). В акцессориях установлены относительно высокие содержания белого циркона, отсутствие характерных для татаркиных дацитов ильменита и бурого циркона (Кайдалов, 2002).

*Субвулканические образования* комплекса представлены штоками (0,5–1,0 км<sup>2</sup>), трещинными телами (до 5 км<sup>2</sup>) и дайками риодацитов ( $\lambda\zeta P_2ph$ ), риолитов ( $\lambda P_2ph$ ), трахидацитов ( $\tau\zeta P_2ph$ ), трахиандезитов ( $\tau\alpha P_2ph$ ) и дацитов ( $\zeta P_2ph$ ). Последние распространены преимущественно в междуречье Урпли–Тальниковская, Хилка–Мы, где залегают среди отложений силасинской свиты и вулканогенных образований татаркинского, маломихайловского и улского комплексов. Контакты субвулканических тел обычно крутые (50–80 °), наклонены к их центральным частям (Дьячков, Стеганов, 1979, Поликанов, 1974). Иногда они осложнены разрывными нарушениями.

В Чаятынской вулканоструктуре субвулканические трахидациты и трахиандезиты образуют дугообразно изогнутое трещинное тело среди вулканитов маломихайловской свиты и улской толщи в междуречье Права – Урпли. Эти довольно однообразные обильновкрапленниковые породы с чешуйками биотита секут слоистость вмещающих отложений под довольно крутым (50–60 °) углом с падением контактов в северном направлении. На МАКС субвулканическое тело не дешифрируется, в геофизических полях среди покровных вулканитов оно также не проявляется (Кайдалов, 2011).

Дайки часто сопровождают субвулканические штоки, мощность их 150–200 м, протяженность – до 4,5 км (бассейн ручьев Казимшту и Голубичный). Контакты даек с вмещающими породами крутые (40–80 °), иногда сопровождаются зонами рассланцевания (Добкин, 2012).

Риолиты субвулканические по составу аналогичны покровным. В риодацитах вкрапленников меньше, чем в риолитах (15–20 %), среди них преобладают плагиоклаз, кварц, реже отмечаются калишпат, роговая обманка, биотит. Основная масса микропойкилитовая (Поликанов, 1974). По данным имеющихся силикатных анализов, риодациты и риолиты определяются как весьма высокоглиноземистые породы нормального ряда калиево-натриевого типа щелочности.

В дацитах во вкрапленниках в основном присутствует плагиоклаз, реже роговая обманка. Трахидациты отличаются от дацитов наличием во вкрапленниках калишпата, реже биотита. Основная масса гиалиновая иногда флюидальная. Акцессорные минералы: рудный, апатит, сфен, циркон, вторичные – серицит, хлорит, эпидот, кварц и лимонит. Трахиандезиты, внешне очень близкие трахидацитам, имеют серийно-гломеропорфировую структуру и микропойкилитовую структуру основной массы. Среди вкрапленников (30–40 % объема породы) присутствуют плагиоклаз, реже калишпат, роговая обманка, биотит и пироксен. Акцессорные и вторичные минералы те же, что и в трахидацитах. (Кайдалов, 2002, Кайдалов, 2011).

Субвулканические породы пихтачского комплекса хорошо опознаются на местности по обилию крупных вкрапленников калишпата и плагиоклаза. Для них характерны удельный вес 2,66–2,75 г/см<sup>3</sup> и магнитная восприимчивость – 19–80×10<sup>-5</sup> ед. СИ (Кайдалов, 2011).

Возраст вулканитов пихтачского комплекса принимается эоценовым по стратиграфическому положению их между палеоцен-эоценовым улским и эоцен-олигоценым сизиманским вулканическими комплексами. Покровы пихтачских вулканитов подвержены ороговикованию на контакте с эоценовыми гранитоидами прибрежного комплекса. Калий-аргоновые датировки возраста пород соответствуют интервалу от 18 до 62 млн. лет (Кайдалов, 2002, Кайдалов, 2011, Добкин, 2012).

### Эоцен–олигоцен

*Сизиманский вулканический комплекс* развит в пределах Нижнеамурского ареала Сихотэ-Алинской ВПЗ в виде крупных полей, являющихся фрагментами сохранившихся от эрозии палеовулканических построек. Отдельные останцы базальтовых покровов обнаруживаются и на значительном удалении от этих построек.

*Сизиманская толща* (P<sub>2-3</sub>SZ) выделена в 1978 г. М.А. Ахметьевым в районе бухты Сизиман Татарского пролива. В ее составе преобладают базальты, андезибазальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, ограничено распространены лейкобазальты, долериты, андезиты, туфы базальтов, туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоаргиллиты и углистые туфоаргиллиты с прослойками бурых углей, а также глины и пески с гравием и галькой, которые, как правило, фиксируются в основании покровов. Ранее эти образования относились либо к кузнецовской свите эоценового возраста, либо к неогеновой кизинской свите (Бравина, 1963, Быковская, 1971, Поликанов, 1968, Тертерян, 1968, Тертерян, 1970, Тертерян, 1974, Поликанов, 1966, Поликанов, 1970, Поликанов, 1972, Поликанов, 1974, Мартынов, 1980, Мартынов, 1983, Салун, 1979, Дьячков, Стеганов, 1979 и др.). При этом туфогенно-осадочные породы, распространенные среди базальтоидов преимущественно в краевых частях палеовулканических построек, считались принадлежащими налевской свите олигоценового возраста. Б.М. Штемпель (1932), впервые выделивший в 1936 г. эту свиту, предполагал, что площади ее распространения значительны, а мощность может достигать сотен метров. Позднее было установлено, что туфогенно-осадочные породы образуют сравнительно маломощные (первые десятки метров) пласты, линзы и пачки, разделяющие потоки базальтоидов и спорадически отмечаемые на разных стратиграфических уровнях (Дурасова, 1936, Попов, 1942, Чернышева, 1936). При этом площади выходов их на поверхность не превышают первых квадратных километров. Учи-

тывая это, туфогенно-осадочные образования, выделяемые ранее в налевскую свиту, отнесены к сизиманской толще (Кайдалов, 2002).

В северной части территории базальтоиды сизиманской толщи слагают обширное Кольское вулканическое плато. Во всех изученных разрезах толщи наблюдается чередование (через 0,3 - 40 м) практически одинаковых по строению лавовых потоков, основание которых сложено массивными, иногда полнокристаллическими базальтами, трахибазальтами или андезибазальтами, а верхние части мелко- и крупнопористыми разновидностями, переходящими в кровле в пузырчатые лавы и шлаки. Спорадически встречающиеся крупнообломочные и агломератовые туфы базальтов нередко слагают прижерловые части палеовулканических построек, обычно окаймленные субвулканическими телами долеритов, габбродолеритов. Нередко в пространстве между потоками отмечаются новообразования галуазита (Мартынов, 1983) или прослой туфопесчаников и туфоконгломератов с растительными остатками, что свидетельствует о длительных перерывах между извержениями (Кайдалов, 2002). На северной (бассейн р. Амыскан) и южной (бассейн р. Иска) перефириях плато вблизи подошвы толщи между потоками базальтов обнаружены слои туфогенно-осадочных пород, выделяемые В.Р. Поликановым (1968) в отдельную налевскую свиту, а В.А. Стеганцовым (1973) – в толщу конгломератов эоценового (?) возраста. Н.Н. Степановым (1983) в верховьях р. Амыскан в основании сизиманской толщи в нескольких пересечениях канавами вскрыты слабосцементированные туфоконгломераты (около 25 м), состоящие из хорошо окатанных галек и валунов, представленных преимущественно алевролитами и песчаниками (до 70% общего состава), а также гранодиоритами, гранитами, лейкогранитами (похожими на породы Бекчиулского интрузивного массива) и разнообразными вулканитами – андезитами, туфами дацитов и риолитов. Связующий материал конгломератов (около 50%) песчано-глинистый. Грубообломочные породы лежат на выветрелых алевролитах нижнемеловой адаминской толщи. Поток базальтов, перекрывающий конгломераты, имеет неровную, с затеками в подстилающие породы, подошву и содержит включения отдельных галек и валунов. В. Р. Поликановым (1968) на левобережье р. Иска в основании сизиманской толщи канавами вскрыты слабосцементированные туфопесчаники с включениями галек и валунов андезитового и дацитового состава и прослоями выветрелых до глиноподобного состояния туфоалевролитов общей мощностью около 30 м. В.Н. Даниловичем в 1934 г. в этой части разреза были обнаружены также линзовидные прослой бурых углей, содержащие отпечатки флоры.

На Искинском алунитовом месторождении А.К. Иванищенко (1969) по данным бурения установлено, что сизиманская толща залегает на корях выветривания мощностью до 12 м по андезитах сусанинской толщи (скв.38) или игнимбрикам риодацитов маломихай-

ловской свиты (скв.19, 40 и др.) и начинается пачкой туффигов, туфопесчаников и туфоалевролитов (6,5 м). Вся вышележащая часть разреза толщи мощностью около 150 м, вскрытая скв.35, представлена чередующимися, через 0,1-19,3 м, потоками базальтов, то плотных массивных, то мелкопористых, крупнопористых и губчатых (шлаковидных). Всего при документации скважины таких потоков выделено более 75. Близкий тип разреза установлен Н.И. Юсовских (Пилацкий, 1978) на Белогорском золоторудном месторождении по скв. 6, где было выделено более 90 потоков базальтов массивных, порфировых и афировых, пористых, миндалекаменных, перемежающихся через 1,5-3 м или 9-13 м с пластами гравийно-псаммитовых туфов. Условно в этом разрезе можно выделить три интервала. Нижний из них (110 м) представлен чередующимися туфами и преимущественно массивными лавами базальтов с признаками градационной слоистости в туфах; средний (165 м), наиболее пестрый по составу, – часто чередующимися массивными и пористыми (иногда миндалекаменными) базальтами и их туфами, мощности прослоев которых возрастают вверх по разрезу; верхний (65 м) – преимущественно пористыми базальтами, изредка перемежающимися с массивными базальтами и их туфами. Общая, вероятно, наиболее полная мощность толщи по скважине 6 превышает 340 м.

На южной периферии Кольской ПВП, в верховьях рр. Первая, Третья и Мал.Иска, в составе сизиманской толщи, залегающей здесь на вулканитах пихтачской толщи и маломихайловской свиты, преобладают черные слабопористые оливин-пироксеновые базальты, между потоками которых иногда наблюдаются маломощные пласты туфоконгломератов и туффигов. На Середочном месторождении цеолитов (Даниленко, 1992, Даниленко, 1994) в подошве сизиманской толщи почти повсеместно обнаруживаются маломощные (10-20 м) пласты туфопесчаников и аргиллитов, которые вместе с подстилающими кислыми вулканитами превращены в дресвяно-глинистую кору выветривания. Мощность сизиманской толщи, вскрытая скважинами не превышает 100 м, определенная по разнице высотных отметок подошвы и кровли – более 240 м.

Наиболее хорошо исследованы Николаевская и Денисовская ПВП, где разрезы толщи обнажены по берегам р. Амур, вскрыты линиями канав (Тертерян, 1974) и буровыми скважинами (Калита, 1987). В разрезе по скважине № 7 в басс. р. Лев. Рассошина на коре выветривания кислых вулканитов залегают чередующиеся (3 – 7 м) потоки массивных и пористых базальтов общим количеством более 25, а в верхней части разреза массивные базальты начинают преобладать над пористыми, отмечаются прослой алевритовых туфов (Тертерян, 1974). На противоположном, правом берегу Амура в коренных обнажениях выше с. Константиновка среди массивных и пористых базальтов присутствуют единичные пласты (5-10 м) агломератовых туфов. Мощность толщи составляет здесь око-



ло 150 м. В окрестностях Бухтянского золоторудного месторождения нижние горизонты толщи (175 м) сложены базальтами с единичными пропластками туфов, а верхние (120 м) – андезитами плитчатыми, массивными и пористыми. Скважинами на месторождении вскрыты чередующиеся массивные и пористые базальты, максимальная мощность которых составляет 234 м (Осипов, 1976). На флангах Николаевской ПВП, в верховьях р. Бухтянская, сизиманская толща налегает на игнимбриты риолитов маломихайловской свиты и сложена туффитами – 7 м; вулканомиктовыми песчаниками – 1-2 м; алевропелитовыми туфами андезитов – 8 м; туфоконгломератами, содержащими споры и пыльцу растений – около 20 м.

В коренных обнажениях правого борта р. Амур между сс. Денисовка и Касьяновка вскрыты пласты базальтов плотных густовкрапленниковых, перекрытых базальтами миндаляковыми (с галлуазитом и цеолитами в миндалинах), стекловатыми и густопористыми (шлаками) общей мощностью толщи до 300 м (Бойко, 1965).

В бассейне р. Каки-Сичи на выветрелых игнимбритах риодацитов маломихайловской свиты залегают андезибазальты редкопористые, реже массивные – 225 м; базальты оливин-пироксеновые преимущественно массивные, близкие к долеритам, реже с миндалинами, выполненными цеолитами, монтмориллонитом – 230 м. Всего - 455 м. (Тертерян, 1974).

В Огобинской ПВП на правом берегу р. Мал. Налео между потоками пористых трахибазальтов выявлена крупная линза слабодиагенезированных аргиллитов с пластами бурых углей, в подошве и кровле которых залегают валунные конгломераты и галечники, состоящих из окатанных обломков гранодиоритов, гранитов, риолитов, андезитов, редко – базальтов. Линза осадочных пород прослежена на протяжении около 400 м при мощности не превышающей 30-40 м (Попов, 1942). В аргиллитах обнаружены остатки флоры, споры и пыльца. В кровле линзы залегают шлаковидные кирпично-красные базальты, сменяющиеся вверх по разрезу массивными черными базальтами. Максимальная мощность сизиманской толщи достигает здесь 600 м (Бойко, 1965).

В южной части территории базальтоиды толщи слагают разрозненные незначительные по площади покровы в бассейнах рр. Татарка, Тыми, Чомэ, Нигирь, Пото и в районе с. Богородское, где они полого (0–15°) залегают на выветрелых позднемиоценовых и палеоцен–эоценовых вулканитах и, в единичном случае (верховья руч. Бол. Кривун), на коре выветривания субвулканических андезитов улского комплекса (Дьячков, Стеганов 1979, Добкин, 2012).

В верховьях руч. Мотня на выветрелых андезитах улской толщи и туфах дацитов татаркинской свиты полого (15°) залегают туффиты алевропелитовые с прослоями слабо

литифицированных черных углисто-глинистых пород – 20 м; базальты массивные – 50 м; базальты оливиновые пористые – 60 м; базальты миндалекаменные – 40 м. Всего 170 м. Схожий по строению разрез нижней части толщи описан на левобережье р. Ниж. Пото. Здесь на выветрелых андезитах улской толщи субгоризонтально залегают: глины с прослоями (до 0,15 м) песков крупнозернистых с гравием и галькой и туффов алевропелитовых – 10 м; долериты – 15 м; базальты пористые – 20 м; базальты афировые – 20 м. Всего 65 м. (Дьячков, Стеганов 1979).

В верховьях руч. Верх. Тыми на контакте с субвулканическими долеритами сизиманского комплекса закартирован маломощный (первые десятки метров) выход слаболитифицированных, иногда разложенных до глины, коричневато-серых, темно-серых туфоаргиллитов с прослоями углистых туфоаргиллитов, содержащих тонкие (до 1,5 см) прослойки бурого угля и отпечатки ископаемых растений. Падение слоистости в них пологое (до 15 °) на северо-запад (Добкин, 2002).

Базальтоиды – черные, темно-серые, порфиновые и афировые, массивные и миндалекаменные, часто пористые породы. Нередко по ним развиваются монтмориллонит и галлуазит, присутствие которых является одним из характерных признаков, отличающих базальтоиды сизиманской толщи от аналогичных пород кизинской свиты. По составу темноцветных минералов выделяются пироксен-оливиновые, оливиновые и оливин-пироксеновые разности. Вкрапленники (5–30 %) в базальтах представлены плагиоклазом (лабрадор № 50–60), пироксеном и оливинном. Миндалины (до 5 см) выполнены цеолитом, кальцитом, хлоритом, галлуазитом, кварцем и монтмориллонитом. Основная масса интерсертальная, толеитовая, пилотакситовая или гиалиновая. В андезибазальтах меньше (5–10 %) вкрапленников и состав плагиоклаза участками соответствует андезину № 40–45. Долеритам свойственна офитовая структура. Трахибазальты и трахиандезибазальты установлены по силикатным анализам. Из аксессуарных минералов в шлифах отмечен только рудный минерал. Минералогическим анализом проб-протолок в базальтоидах установлены пирит, апатит, гранат, циркон, редко рутил и корунд (Дьячков, Стеганов 1979, Тертерян, 1968, Добкин, 2012).

Андезиты отличаются отсутствием оливина и, иногда, присутствием амфибола (кальциевой роговой обманки).

Пористость присуща всем разновидностям пород – от долеритов до андезитов – и всем уровням разреза. Лишь в самом подножье потоков породы массивны. Снизу вверх размеры и общий объем пор в потоках постепенно возрастает и в кровле он достигает 40–60% объема породы. При этом изменяется ее окраска – от темно-серой и черной до светло-серой и кирпично-красной в шлаковидных базальтах. Поры округлые, овальные, ино-

гда удлиненные, ориентированные в направлении движения потока, но чаще расположены хаотично; размер их достигает 1,5-2 см. Большинство пор не заполнено, либо заполнено частично мелкими кристалликами кальцита, цеолита или шабазита. Миндалекаменные разности с полностью заполненными порами, обнаруженные в районе Денисовки, Белой Горы, Бухтыанского и Искинского месторождений, приурочены к основанию и верхним частям разреза толщи (Кайдалов, 2002).

Туфы базальтов сложены обломками пестроокрашенных (светло-серых, черных, кирпично-красных) базальтов от псаммитовой до глыбовой размерности, обычно пористых. Связующая масса пепловая литокристаллокластическая (Кайдалов, 2002).

Туффиты псефопсаммитовые сложены слабоокатанными и остроугольными обломками (0,01–2 мм) андезитов, базальтов, дацитов и их игнимбритов, вулканическим стеклом, кристаллами кварца, плагиоклаза и биотита. Цемент глинистый (около 30–40 %), гидрослюдистый. В алевропелитовых туффитах размер обломков уменьшается до 0,03 мм (Добкин, 2002).

По данным Ю.А. Мартынова (1999, 1983) базальтоиды Кольского вулканического плато принадлежат к высокоглиноземистым (отношение окиси алюминия к окисям железа и магния от 1,1 до 2,2) высококалиевым ( $K_2O=2-4\%$ ) разностям. По этим показателям они близки к базальтам островных дуг, но отличаются от них более высокой щелочностью. От одновозрастных базальтоидов Сихотэ-Алиня породы Кольской вулканической постройки отличаются преобладанием пород с более высокими содержаниями кремнекислоты (в среднем 53,8%  $SiO_2$ ) и суммы щелочей (5-8%) и более низким – окислов железа.

По данным спектрального анализа только содержания свинца, бария, бериллия в 2-5 раз выше кларковых. Концентрации остальных элементов ниже или близки к кларковым (Добкин, 2012).

На схеме гравитационных аномалий участкам с наибольшими мощностями базальтовых покровов соответствуют слабоотрицательные значения  $\Delta g$  – 4-8 мГл. На аэромагнитных картах выходам сизиманской толщи соответствуют резкодифференцированные магнитные поля, обусловленные чередованием потоков базальтов с отрицательной и положительной намагниченностью. Магнитная восприимчивость базальтов 75–5500, андезибазальтов  $150-4375 \times 10^{-5}$  ед. СИ, естественная радиоактивность – 5–10 мкР/ч. Средняя плотность базальтов 2,61–2,88 г/см<sup>3</sup>, андезибазальтов 2,58–2,71 г/см<sup>3</sup>, туффитов – 2,11 г/см<sup>3</sup>. (Дьячков, Стеганов 1979, Тертерян, 1974, Серкин, 1977).

*Субвулканические образования* комплекса представлены субщелочными долеритами и субщелочными габбродолеритами ( $\epsilon\beta P_{2-3sz}$ ), трахиандезибазальтами и их эруптивными лавобрекчиями ( $\alpha\beta P_{2-3sz}$ ), базальтами ( $\beta P_{2-3sz}$ ), андезибазальтами ( $\alpha\beta P_{2-3sz}$ ), лейко-

базальтами ( $\beta P_{2-3SZ}$ ), дайками базальтов ( $\beta P_{2-3SZ}$ ), габбродолеритов ( $v\beta P_{2-3SZ}$ ) и трахибазальтов ( $\tau\beta P_{2-3SZ}$ ). Субвулканические тела комплекса располагаются в пределах полей распространения покровных базальтоидов сизиманской толщи, лишь отдельные дайки известны в более древних образованиях. Большинство тел имеет овальную (в плане) форму с извилистыми очертаниями, реже удлиненную, дугообразную. Часть из них неправильной формы. Иногда тела базальтоидов приурочены к разрывным нарушениям различной ориентировки. Площадь выходов их на поверхность варьирует от 1 до 16 км<sup>2</sup> (Кайдалов, 2002, Добкин, 2002). Наиболее крупное лакколитообразное тело (16 км<sup>2</sup>), сложенное долеритами, закартировано в междуречье Мы–Тыми и приурочено к зоне разрывных нарушений северо-западного простирания (Добкин, 2002). Крупные тела известны также в верховьях р. Коль, на г. Огоби, западнее г. Заячья, в верхнем течении р. Прав. Акша. По условиям залегания среди них выделяются штоко- и силлообразные, трещинные интрузии. По петрографическому составу преобладают тела субщелочных габбродолеритов, реже – трахиандезибазальтов. На правом берегу верхнего течения р. Коль Средняя закартировано тело, сложенное лейкобазальтами. Строение тел в целом простое, однородное, лишь крупные некии трахиандезибазальтов имеют оторочку (до 20 м) эруптивных лавобрекчий. Некоторые мелкие тела сложены лавобрекчиями полностью. Количество обломков в них достигает 20-30%, а размер – 2-7 см (Кайдалов, 2002).

Дайки базальтов расположены в основном по периферии полей базальтоидов, прорывают эффузивы маломихайловской и татаркинской свит (правобережье р. Тывлина, бассейн среднего течения р. Иска) (Кайдалов, 2002). На остальной части территории дайки базальтоидов встречаются редко. Преобладающее простирание их субширотное, мощность 1–250 м, протяженность 0,3–1,5 км. Углы падения контактов 25–90° (Дьячков, Стеганов 1979, Кайдалов, 2002).

Долериты и габбродолериты – темно-серые, черные полнокристаллические породы массивной, реже неяснофлюидальной текстуры, порфиоровые, с долеритовой, иногда переходной к офитовой, структурой основной массы. Порфиоровые выделения (10-50%) размером 2-5 мм представлены лабрадор-битовнитом, клино- и ортопироксенами, иногда оливином. Аксессуары – апатит и рудный минерал.

Трахиандезибазальты и другие разновидности по составу и структурно-текстурным особенностям близки покровным аналогам, отличаясь от них лишь более высокой степенью раскристаллизации и наличием гломеропорфировых сростков.

Лейкобазальты выделяются обедненностью темноцветными минералами, вкрапленники в них представлены исключительно зональным плагиоклазом, меняющимся по составу от № 60 по периферии до № 80 в центре кристаллов.

Субщелочные габбро и габбродолериты относятся к умеренно-щелочному ряду известково-щелочной серии, они высокоглиноземистые и пересыщены щелочами. Слабее раскристаллизованные субвулканические образования по петро-, геохимическим и петрофизическим характеристикам аналогичны, в целом, своим эффузивным комагматам, незначительно отличаясь от них более высокой плотностью и повышенной остаточной намагниченностью. В магнитном поле субвулканические тела выделяются более высокими значениями напряженности магнитного поля – до  $20 \times 10^2$  нТл на фоне  $4-15 \times 10^2$  нТл. (Кайдалов, 2002, Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов 1979).

С субвулканическими образованиями сизиманского комплекса связаны цеолитизированные породы (сео), выход которых занимает площадь около  $3 \text{ км}^2$  на г. Огоби (Кайдалов, 2002).

Возраст вулканитов сизиманского комплекса установлен по находкам остатков флоры, спор и пыльцы. В туфогенно-осадочных породах основания сизиманской толщи на левобережье р. Бол. Иска В.Н. Даниловичем в 1934 г. были собраны отпечатки *Sequoia landsdorffii* Heer, *Osmunda sachalinensis* Krysht., *Dicotylophyllum* sp., возраст которых А.Н. Криштофович определил как эоцен-олигоценый. В бассейне р. Налео в линзе туфогенно-осадочных пород, залегающей среди потоков базальтов, Б.М. Штемпелем (Штемпель, 1932) найдены остатки *Equisetum* sp., *Osmunda heeri* Gaud. ex Heer, *Pinus* sp., *Sequoia landsdorffii* (Brong.) Heer, *Taxodium distichum miocenicum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brong.) Heer, *Cyperites* sp., *Populus landsdorffii* Heer, *Juglans nigella* Heer, *Carpinus grandis* Unger, *Alnus kaefershteinii* Ung., *Corylus m'Quarrii* (Forb.) Heer, по заключению А.Н. Криштофовича, характерные для олигоцена. В споро-пыльцевых пробах из этих отложений, по данным Н.Д. Литвиненко, преобладает пыльцы хвойных *Picea*, *Abies*, *Tsuga* нескольких видов, *Taxodiaceae*, а также *Cedrus*, *Podocarpus*, *Dacrydium*; покрытосеменные представлены *Myricaceae*, *Fagaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Liquidambar*, *Fotergilla*, единичными *Ulmoideipites*, *Tricolpites* и др., которые позволяют предположить раннеолигоценый возраст этого комплекса (Кайдалов, 2002). В пробах туфопесчаников, отобранным В.В. Осиповым в верховьях р. Бухтянка в подошве потока базальтов, Л.И. Лукашева также установила преобладание хвойных *Picea*, *Pinus*, *Taxodiaceae*., значительное количество пыльцы *Myrica*, *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Carya*, *Rhus*, *Nyssa*, *Aralia*, *Jnglans*, *Ulmus*. По мнению Н.Д. Литвиненко, возраст этого комплекса – палеоцен-олигоценый (Кайдалов, 2002). Комплекс спор и пыльцы, обнаруженный М.К. Дьячковым в туффитах основания толщи (ранее относимых к налевской свите) в верховьях руч. Мотня, на левобережье р. Ниж. Пото, по заключению А.Р. Боковой, указывает на поздний олигоцен (Дьячков, Стеганов 1979). В верховьях р. Верх. Тыми в углистых туфоаргиллитах основания толщи

обнаружены отпечатки *Equisetum* sp., *Osmunda* cf. *kryshstofovichii* Cheleb., *Osmunda* sp., *Viburnum* sp., которые, по мнению Р.С. Климовой, характеризуют возраст растений в широком диапазоне: палеоген–ранний миоцен. Из 4 проб, отобранных из этих же пород, выделены спорово-пыльцевые спектры, содержащие пыльцу *Comptonia*, *Myrica* (*M. tenuis*, *M. lubomirova*), *Castanea*, *Engelhardtia*, *Carya*, *Hamamelidaceae*, *Ulmoideipites*, *Triporopollenites* (*T. plektosus*), *Tricolporopollenites* (*T. cingulum*), *Platanus*. В группе голосеменных преобладает пыльца семейства *Taxodiaceae*, *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, реже *Gnetaceapollenites*, *Tsuga*. Из споровых встречены *Polypodiaceae*, *Leiotriletes*, *Osmunda*, *Sphagnum*. Возраст этого комплекса, по заключению Н.Д. Литвиненко, эоценовый (Добкин, 2002).

Значения калий-аргонового возраста базальтов по Кольской (43-58 млн.лет), Николаевской – (38 - 54 млн.лет), Денисовской – (19 - 43 млн.лет), Огобинской – (38 - 53 млн.лет) палеовулканическим постройкам варьируют от второй половины палеоцена до миоцена, при этом основная их часть размещается в диапазоне эоцен-олигоцен (Кайдалов, 2002). Многочисленными определениями радиологического возраста калий-аргоновым методом по пробам, отобранным в бассейнах рек Коль и Бол. Иска, получены значения от 43 млн. лет до 58 млн. лет, в большинстве случаев 45-50 млн.лет, что соответствует эоцену (Пилацкий, 1978).

### Олигоцен

*Колчанский вулканический комплекс* развит в пределах Нижнеамурского ареала Сихотэ-Алинской ВПЗ в виде небольших по площади, маломощных покровов вулканитов риолит-трахидацитового состава.

*Колчанская свита* (Р<sub>3kl</sub>) впервые выделена и описана Н.В. Огняновым в 1962 г. в верховьях р. Колчанка в окрестностях Белогорского золоторудного месторождения. Ее строение детально изучалось при разведке месторождения (Долбинов, 1960, Хохлов, 1983) и проведении специализированных тематических исследований (Мишин, 1999). При крупномасштабных геологосъемочных работах (Пилацкий, 1978, Поликанов, 1968, Поликанов, 1970, Поликанов, 1972) в состав колчанской свиты неоправдано включались образования петрографически и петрохимически им чуждые, сформировавшиеся в иных геологоструктурных условиях, но имеющие близкие с ними радиологические датировки. Эта позиция зафиксирована в решениях Четвертого ДВ МРСС (Решения IV МРСС, 1990).

Свита сложена трахидацитами, игнимбритами трахидацитов, трахириодацитов, трахитами, перлитами, трахиандезитами, трахиандезибазальтами, реже дацитами, их туфами и туфитами. В междуречье рр. Колчанка – Коль они образуют маломощный (150 м) покров, залегающий между потоками базальтоидов сизиманской свиты внизу и кизинской

(?) свиты вверху (Чернышев, 1988). На водоразделе между г. Горбач и г. Угольная на пироксен-оливиновых базальтах сизиманской толщи залегают: трахидациты стекловатые с шаровой (сферолитовой) отдельностью – 25 м; трахидациты массивные однородные – 20 м; трахиандезибазалты оливин-пироксеновые миндалекаменные – 20 м; туфы трахиандезибазалтов – 20 м; игнимбриты трахидацитов с включениями обломков базальтов – 12 м; трахиандезибазалты оливин-пироксеновые – 15 м; трахидациты порфировые – 35 м. Всего 147 м. Описанный разрез наращивается пористыми афировыми и порфировыми андезибазалтами кизинской (?) свиты (Пилацкий, 1978).

Южнее, в междуречье Амур – Бухтянская и на левобережье р. Таракановка (г. Дубовая) свита представлена маломощными, небольшими по площади, покровами вулканитов, которым, как и в стратотипе, присущи розоватые и сиреневатые оттенки окраски, четко проявленная флюидалность, обилие сферолитовых и брекчиевых разновидностей (Кайдалов, 2002).

В районе Бухтянского месторождения отмечается антидромное строение свиты, не характерное для других стратоноров северной части Сихотэ-Алинской ВПС (Осипов, 1976; Таюрский, 1965, Мартынов, 1980). В основании разреза залегает пласт (5-20 м) так называемых «смешанных» туфов (Осипов, 1976). Судя по присутствию остроугольных обломков базальтов, игнимбритов риолитов и дацитов, интрузивных пород, они, вероятно, являются ископаемыми элювиально-делювиальными накоплениями (щебнистой корой выветривания). Стратиграфически выше залегают: трахидациты флюидалные – 70-150 м; трахиандезиты плитчатые мелкопорфировые – 20-50 м; трахиты флюидалные биотитовые – 30-90 м. По скважинам, неоднократно пересекающим полностью весь разрез, максимальные мощности его не превышают 150 м.

В верховьях р. Зубаревская Падь и междуречье Таракановка – Сред. Таракановка разрезы колчанской свиты более однообразны и представлены почти исключительно игнимбритами и лавами трахидацитов. На г. Дубовой, так же как и в междуречье Амура и р. Бухтянской, все породы претерпели значительные вторичные изменения, почти повсеместно превращены во вторичные кварциты и кварц-адуляровые, кварц-гидрослюдисто-адуляровые метасоматиты.

В южной части территории незначительные по площади (около 1 км<sup>2</sup>) выходы свиты установлены в междуречье Сред. и Лев. Пото и на правобережье Прав. Тыми. В первом случае канавами вскрыт маломощный (до 30 м) покров дацитов и туфов дацитов, залегающий на коре выветривания базальтов сизиманской свиты и, в свою очередь, перекрывающийся туфами базальтов и долеритами кизинской свиты. Во втором случае маршрутны-

ми наблюдениями под базальтами кизинской свиты зафиксированы одни туффиты (Дьячков, Стеганов 1979).

А.С. Долбинов, В.Р. Поликанов (Поликанов, 1968) и В.Э. Пилацкий (1978) указывают, что между колчанской свитой и сизиманской толщей почти всегда присутствуют породы, выветрелые до глиноподобного состояния (преимущественно монтмориллонитовые), которые они считают образованиями доколчанской коры выветривания. По мнению В.А. Кайдалова (2002), процессы выветривания протекали в современных условиях в зоне активной аэрации на границе двух разнородных сред, так как в скважинах эти «продукты выветривания» не обнаружены.

Трахидацинты и их игнимбриты внешне похожи друг на друга и различаются лишь при внимательном изучении по присутствию литокластов в игнимбритах. Среди последних преобладают сильноспекшиеся разности – гиалоигнимбриты; в слабоспекшихся породах хорошо различаются гравийная и гравийно-лапиллиевая туфовые структуры. И те и другие породы светлоокрашены в сиреневые, розоватые, вишневые, коричневатые тона. Текстура трахидацинтовых лав и игнимбритов преимущественно флюидальная, реже массивная, структура порфирировая или порфирокластическая. Вкрапленники и порфирокласты (10-20% объема породы) представлены крупными, до 2-3 мм, хорошо ограниченными кристаллами (в игнимбритах – их осколками) плагиоклаза (№27-38) с отчетливой прямой многократной зональностью, столь же крупными шестиугольными таблицами смоляно-черного биотита, хорошо ограниченными кристаллами (до 0,5 мм) магнетита. Изредка встречаются кристаллы клино- и ортопироксенов. Основная масса трахидацинтов трахитовая, реже гиалопилитовая, представлена микролитами плагиоклаза, калиевого полевого шпата (ортоклаза) и стеклом (Кайдалов, 2002).

Дацинты – плотные серые и светло-серые иногда с зеленоватым и сиреневым оттенками породы массивной, флюидальной, редко перлитовой текстур порфирировой и сериально-порфирировой структур. Вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин № 42), роговой обманкой, реже кварцем и калишатов. Основная масса пойкилитовая, реже сферолитовая.

Туфы дацитов – псаммитовые светло-, зеленовато-серые, иногда с розоватыми и буроватыми оттенками, массивные, реже псевдофлюидальные, слоистые породы, обычно редко отличаются по окраске от дацитовых лав. По составу обломочного материала различаются кристаллокластические, реже лито- и витрокристаллокластические разновидности. Обломки пород (1–50 %) представлены дацитами, их туфами, андезитами, редко песчаниками, кристаллокласты (10–45 %) – плагиоклазом, роговой обманкой, кварцем, био-



титом. Цемент пепловый с рогульками стекла, часто замещен кварцем, гидрослюдой, реже хлоритом и биотитом.

Туффиты псаммитовые сложены остроугольными неправильной формы обломками андезитов, базальтов, дацитов, их игнимбритов, стекла, кристаллами кварца, плагиоклаза, чешуйками биотита размером 0,01–2 мм. Цемент глинистый, кварц-гидрослюдистый. Акцессорные минералы по данным минералогического анализа проб-протолочек представлены апатитом, пиритом, магнетитом, реже цирконом, сфеном. Вторичные: кварц, альбит, серицит, реже хлорит, гидрослюды, лимонит, эпидот, карбонат (Дьячков, Стеганов 1979).

В экзоконтактах субвулканических тел породы колчанской свиты нередко превращены в диккитовые и гидрослюдистые вторичные кварциты, которые на глубине сменяются кварц-адуляровыми и кварц-гидрослюдисто-адуляровыми метасоматитами (Мишин, 1999).

Химический состав лав в пределах одного потока может варьировать от трахита до умеренно-щелочного риодацита. Визуально различия между ними не улавливаются. Породы колчанской свиты отнесены к среднетихоокеанскому типу известково-щелочной серии ( $\sigma = 1,8-3,4$ ) (Мартынов, 1980). В.И. Сухов, В.Э. Пилацкий и др. считают щелочность отличительной чертой пород колчанского комплекса. По мнению Ю.А. Мартынова (1980), повышенная щелочность характерна вообще для всех вулканитов Нижнеамурской зоны. Он отмечает, что сравнительно высокие содержания  $K_2O$ , суммы  $FeO+Fe_2O$  и относительно низкие  $CaO$  в кислых вулканитах Бухтянской ПВП соответствуют уровню содержания этих элементов в базальтоидах сизиманской толщи, в частности «тренды изменения содержаний глинозема в кислых вулканитах являются прямым продолжением трендов дифференциации основных вулканитов» (Мартынов, 1980). Петрохимические и петрографические данные свидетельствуют о существенных отличиях их от близких по кислотности вулканитов татаркинского и маломихайловского комплексов. Геохимические отличия выражаются в повышенной натровости, низком содержании Ni, Cr, V, Fe, высокой степени магнезиальности, глиноземистости и окисленности темноцветных минералов. Газово-жидкие включения в колчанских трахидацитах отличаются высоким содержанием  $CO_2$ , Na и Cl. Вероятно, это связано с высокими (780-950°C) температурами кристаллизации магмы (Мартынов, 1983).

На карте изодинам  $\Delta T\alpha$  область распространения колчанских вулканитов выделяется положительным магнитным полем. Они имеют относительно высокие показатели магнитной восприимчивости ( $100-870 \times 10^{-5}$  ед. СИ), что, вероятно, обусловлено присутствием в них магнетита. Трахидациты среди всех других пород вулканогенного происхождения имеют наивысшие значения радиоактивности – 15-23 мкр/час. Плотность пород

колчанского комплекса низкая – 2,2-2,45 г/см<sup>3</sup>, что объясняется высокой пористостью, обилием в них мелких зияющих пустот (Кайдалов, 2002).

*Субвулканические образования* комплекса представлены трахидацитами, трахитами, их игнимбритами и эруптивными брекчиями ( $\tau\zeta P_1kl$ ). В районе Белой Горы базальтоиды сизиманской и покровные аналоги колчанской свит прорваны двумя близрасположенными телами северо-восточной ориентировки, на глубине, по-видимому, сливающимися в единое тело общей протяженностью до 6 км. Оно имеет грибовидную форму с пологими (10-20°) по периферии контактами, переходящими по направлению к центральной части на глубине в субвертикальные. В его строении принимают участие трахидациты и визуально не отличающиеся от них трахиты. В виде неширокой (50-100 м) полосы неэк окаймлен эруптивными брекчиями. В трахидацитах эндоконтактовой части интрузии обычно хорошо проявлена флюидалность, параллельная контакту, а в эруптивных брекчиях, кроме того, и ориентировка обломков (Карибжанов, 1980, Хохлов, 1983).

В районе правобережья р. Бухтынка субвулканические породы слагают нектообразное тело, прорывающее сизиманскую и колчанскую свиты (Осипов, 1977). Второе подобное тело закартировано на г. Дубовая среди кислых вулканитов маломихайловской и колчанской свит (Шевкаленко, 1976).

Интрузия г. Дубовой имеет грибовидную форму с пологими (5-10°) по периферии контактами, на глубине переходящими в субвертикальные. Бухтынская субинтрузия имеет более сложное строение. В плане это продолговатое тело северо-восточного простирания, ограниченное с востока крутопадающим разломом, западная граница интрузии рвущая и крутая (60-80°). Здесь зафиксированы многочисленные послойные апофизы, мелкие слепые тела, не выходящие на поверхность. В разрезе форма тела нектообразная, сужающаяся на глубину. Обе интрузии (г. Дубовой и Бухтынская) сложены трахидацитами и визуально не отличающимися от них трахитами. К центру интрузий степень раскристаллизации субвулканических пород увеличивается и породы постепенно переходят в крупнокрапленниковые, местами полнокристаллические. По периферии тела, а иногда и в центре, отмечаются широкие (до 100-200 м) участки эруптивных брекчий и игнимбритов трахитового и трахидацитового составов. Непосредственно в эндоконтактах хорошо проявлены флюидалность и ориентировка обломков в эруптивных брекчиях, в целом параллельные плоскости контакта.

Трахидациты – коричневые, с розоватым, вишневым оттенками порфиновые породы массивной, реже флюидалной текстуры. Вкрапленники (10-30%) размером 1-3 мм представлены зональным плагиоклазом (олигоклазом по периферии и лабрадорбитовнитом №65-80 в ядре), биотитом, магнетитом, редкими зернами авгита и бронзита.

Основная масса трахитовой, реже гиалопилитовой структуры сложена микролитами плагиоклаза, калишпата и магнетитом, заключенными в стекловатый базис коричневого цвета. Трахиты отличаются от трахидацитов лишь большим количеством микролитов плагиоклаза в основной массе, отсутствием вкрапленников пироксена. От эффузивных аналогов субвулканические породы отличаются лишь большим развитием в них гломеропорфировых сростков. От трахидацитов маломихайловской и татаркинской свит их отличает отсутствие порфировых выделений калишпата и кварца (Кайдалов, 2002).

Эруптивные брекчии трахидацитов содержат 10-45% обломков как самих трахидацитов, так и вмещающих пород, размер обломков до 10 см, по краям они обычно оплавлены. В случае преобладания среди литокластов базальтов окраска эруптивных брекчий меняется из коричневой в зеленовато-серую (Кайдалов, 2002).

По химическому составу субвулканические трахидациты и трахиты отвечают породам умеренно-щелочного ряда известково-щелочной и калиево-натриевой серий. Они весьма высокоглиноземистые, по сравнению с эффузивными аналогами в среднем более основные (на 2%), менее титанистые и менее железистые. От татаркинских и маломихайловских кислых вулканитов колчанские породы отличаются повышенной общей щелочностью и натровостью (Кайдалов, 2002).

По мнению Ю. А. Мартынова (1980, 1983), кислые породы колчанского комплекса, сизиманские и кизинские базальтоиды образуют единую контрастную базальт-риолитовую формацию, сформированную в результате дифференциации базальтовой магмы и, частично, плавления корового материала. На это могут указывать следующие их петрографические особенности. Центральные части зонального плагиоклаза трахидацитов имеют ту же основность (битовнит), что и в базальтах; пироксены как базальтоидов, так и кислых эффузивов, представлены авгитом и бронзитом, в тех и других породах они характеризуются высокой магниальностью и титанистостью. Распределение элементов-примесей в колчанских вулканитах, в целом, такое же, как и в базальтоидах.

По сравнению с породами маломихайловской и татаркинской свит образования колчанского комплекса обеднены никелем, ванадием, хромом, железом, концентрации которых в 2-7 раз ниже кларковых; содержания свинца, циркония, меди, серебра и олова в них в 1,5-3 раза выше кларка. Субвулканические трахидациты относительно покровных незначительно богаче медью, серебром и хромом (Мартынов, 1980, Мартынов, 1983).

Согласно Ю. А. Мартынову (1980), кристаллизация колчанских эффузивов происходила в условиях более высоких температур и повышенного общего и флюидального давлений, чем кристаллизация аналогичных по кремнекислотности вулканитов татаркинской и маломихайловской свит. С высокой насыщенностью пород флюидами связано,

очевидно, и широкое развитие метасоматически измененных пород в районе г. Белая Гора, где и субвулканические, и покровные образования колчанского комплекса превращены во вторичные кварциты (vk). По типоморфным минералам (диккит, каолин, адуляр, карбонат, эпидот, хлорит) выделены отдельные фации метасоматитов, установлено замещение вторичных кварцитов по периферии их выхода пропилитами, а на глубину – щелочными рудоносными метасоматитами (Кайдалов, 2002). По мнению А. Ф. Мишина (1999), монокварцевая фация вторичных кварцитов занимает наиболее высокий гипсометрический уровень и может служить индикатором скрытого оруденения. К адуляр-кварцевым метасоматитам приурочено Белогорское месторождение золота. С вторичными кварцитами связано золотое оруденение Бухтянского месторождения.

Олигоценый возраст колчанской свиты подтверждается ее стратиграфическим положением между сизиманской толщей эоцен–олигоценового возраста и кизинской свитой раннего–среднего миоцена. Имеющиеся калий-аргоновые датировки трахидацитов и их игнимбритов – 34 - 40 млн. лет – не противоречат этому выводу (Пилацкий, 1978, Кайдалов, 2002). Субвулканические образования отнесены к олигоцену на основании их петро- и геохимического сродства с породами колчанской свиты. Радиологический возраст трахидацитов (38-39 млн.лет) (Мартынов, 1983, Осипов, 1976), вероятно, удревлен из-за сильной изменчивости пород.

## **1.5.2. Вулканические плато**

### **1.5.2.1. Неоген**

#### **Миоцен**

*Кизинский вулканический комплекс* развит преимущественно на соседней с юга территории, где образует обширное Кизинское плато, северный фрагмент которого занимает южную часть территории листа N-54. Условно к кизинскому комплексу отнесены также вулканы, завершающие разрез Кольского вулканического плато.

*Кизинская свита* ( $N_1kz$ ) впервые была выделена в 1956 г. В.Г. Плахотником в районе оз. Кизи (Мартынюк, 1990). Ряд исследователей (Бравина, 1963, Ахметьев, 1970, Дьячков, Стеганов, 1979) в её составе выделяли две подсвиты: нижнюю – базальтовую и верхнюю – существенно андезитовую. В состав последней были включены лавы и туфы преимущественно среднего состава (бассейн р. Сред. Пото), занимающие в рельефе более высокие, чем базальты, гипсометрические уровни. Э.И. Блюмштейн (1973) относил их к колчанской свите, Е.Б. Бельтнев и А.А. Ставцев (Рейнлиб, 1975) – к самаргинской. Добкин С.Н. (2002) на основании данных, полученных в процессе ГДП-200, высказал предпо-

ложение, что андезиты слагают фрагмент более древней вулканической постройки (палеоцен–эоценового возраста), а кизинские базальтоиды прилегают к ней.

В составе кизинской свиты преобладают базальты и андезибазальты, долериты, реже отмечаются трахибазальты и трахиандезибазальты, латиты, еще реже туффииты, туфоаргиллиты, галечники, пески и глины, слагающие маломощные пласты и линзы (0,5–15 м) между различными по текстурным и структурным особенностям потоками лав (Добкин, 2002).

На левобережье р. Кривая Кенжа (в 2,7 км ниже устья руч. Хановка) вскрыты темно-серые до черных плотные базальты кизинской свиты, залегающие на разложенных до глины (0,10 м) туфах андезитов больбинской свиты, которые по мере удаления от подошвы базальтового потока становятся рыхлыми и обладающими литокластической псефитовой структурой (Добкин, 2002). На правобережье р. Лев. Гера пористые базальты залегают на маломощной коре выветривания пород татаркинской свиты (Поликанов, 1974). В основании кизинской свиты в отдельных случаях (район г. Приречная) отмечаются серые, серовато-коричневые глины с частыми прослоями (0,3–2,4 м) углисто-глинистых пород черного цвета, близких к лигниту и саже, и единичными прослоями пелитовых туффиитов, которые залегают на дациандезитах татаркинского вулканического комплекса и содержат комплекс спор и пыльцы покрытосеменных *Juglans*, *Carya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Acer*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Ilex*, *Betula*, травяно-кустарниковых *Sparganium*, *Liliaceae*, *Cruciferae*, *Onagraceae*, *Ranunculaceae*, *Ericaceae*, голосеменных *Pinaceae*, *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Larix*, споровых *Polypodiaceae*, *Ophioglossaceae*, *Osmunda*. Залегание подошвы свиты и потоков внутри свиты субгоризонтальное или слабонаклонное (10–30 °) (Дьячков, Стеганов, 1979).

На левобережье р. Крив. Кенжа (напротив устья руч. Хановка) вскрываются, очевидно, нижние горизонты свиты, образующие следующую последовательность: базальты пористые – более 20 м; туфоаргиллиты с отпечатками флоры *Osmunda* cf. *heeri* Gaud. ex Heer, *Osmunda* sp., *Matteuccia* cf. *septentrionalis* Fotjan.?, *Abies* sp., *Picea* sp., *Tsuga* sp., *T.* cf. *miyataensis* Huzioka et Uemura, *Larix* sp., *Pseudolarix* sp., *Sequoia* cf. *langsдорфii* (Brong.) Heer, *Cryptomeria* cf. *miyatataensis* Huzioka et Uemura, *Chamaecyparis* cf. *miyataensis* Huzioka et Uemura, *Platanus* cf. *huziokae* Suzuki, *Celtis* sp., *C.* cf. *nathorsti* Tanai et Onoe, *Fagus* sp., *F.* cf. *stuxbergii* (Nath.) Tanai, *Alnus* cf. *protomaximovczii* Tanai, *A.* cf. *schmalhauseni* Grub., *A.* cf. *crebrinervis* E. Kov., *A.* cf. *protohirsuta* Endo, *Alnus* sp., *Betula* sp., *Betulaceae* sp., *Betula* cf. *kryshstofovichii* Akhmet., *B.* cf. *palibinii* Akhmet., *Carpinus* cf. *konnoi* Suzuki, *Acer* sp., *A.* cf. *miotegmentosum* Akhmet., *Juglandaceae* sp., *Pterocarya* cf. *tigilensis* Cheleb., *Populus* cf. *latior* Al. Br., *Rhus* cf. *sichota-alinensis* Akhmet., *Ulmus* cf. *suifunensis* Klim.?, *Viburnum* cf. *uzenensis* Huzioka, *Arundo* cf. *goepperti* (Munst.) Heer, *Phragmites* sp., *Carpolites* sp.,

*Phyllites* sp. Споры и пыльца *Fagus*, *Myrica*, *Quercus*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Ulmus*, реже *Pterocarya*, *Carya*, *Engelhardtia*, *Liquidambar*, *Castanea*, *Tricolpites*. *Picea*, *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Tsuga*, *Ginkgo*, *Cedrus*, *Podocarpus* – 5 м; базальты массивные – 15 м; туфоаргиллиты с линзой (1,0 м) базальтов – 7 м; базальты с шаровой отдельностью. В верхней части пласта прослой (0,5 м) туфоаргиллитов со спорами и пылью: *Fagus* (*F. grandifoliiformis*, *F. tenella*, *F. silvatica*), *Myrica*, *Quercus*, *Betula*, *Carpinus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Engelhardtia*, *Liquidambar*, *Castanea*, *Tricolpites*, *Picea*, *Pinus*, *Taxodiaceae*, *Tsuga*, *Ginkgo*, *Cedrus*, *Podocarpus* – 8 м; базальты пористые – 40 м; андезибазальты афировые – 5 м; базальты плотные – более 5 м. Всего более 105 м (Добкин, 2002).

Наибольшая мощность (270 м) свиты зафиксирована в разрезе, вскрытом в окрестностях г. Чичмек. Здесь наблюдается чередование потоков андезибазальтов (15–90 м) и базальтов (10–20 м). Иногда среди базальтов на разных уровнях разреза Кизинского плато отмечаются долериты, туфы базальтов псаммитовые и лавобрекчии базальтов (левобережье руч. Прав. Гольби) (Дьячков, Стеганов, 1979).

На водораздельном пространстве между ручьями Заросший и Еловый в разрезе свиты между потоками базальтов вскрыта линза (15 м) галечников, песков и глин, содержащих редкие валуны ороговикованных алевролитов, песчаников, вулканитов кислого и среднего состава, гранодиоритов, схожих с подобными породами прибрежного комплекса. В шлихах (0,01 м<sup>3</sup>), отобранных из этих отложений, содержится от 1 до 8 знаков золота. Наблюдаемая здесь последовательность пород следующая: андезибазальты афировые массивные – 40 м; базальты пористые – 20 м; базальты афировые массивные – 40 м; галечники, пески, глины, валуны со спорами и пылью *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Alnus*, *Juglans*, *Myrica*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, единичных *Taxodiaceae*, *Tsuga*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Liquidambar* – 15 м; базальты пористые – более 30 м. Всего более 145 м (Добкин, 2002).

Условно к кизинской свите отнесены также вулканиты верхней части разреза Кольского плато. При средне- и крупномасштабных геологических съемках в ее состав были включены трахиандезибазальты и трахиандезиты верховьев р. Колчанка и северного побережья оз. Чля, завершающие разрез Кольского вулканического плато. Впоследствии, при изучении Белогорского золоторудного месторождения и его окрестностей, эти вулканиты были отнесены к олигоцену (Былков, 1986, Хохлов, 1983), хотя, кроме радиологических определений, данных для пересмотра их возраста получено не было.

Разрез кизинской (?) свиты изучен в районе Белой Горы, где на игнимбригах трахидацитов колчанской свиты залегают: андезибазальты (трахиандезибазальты) порфиоровые – 45 м; игнимбриги трахидацитов гравийные – 5 м; андезибазальты мелкопористые – 10 м; игнимбриги трахидацитов гравийные – 10 м; андезиты (трахиандезиты) порфиоровые

плитчатые – 20 м; трахиандезибаазальты редкопористые порфиновые – 55 м. Всего 145 м (Пилацкий, 1978).

На левом борту долины р. Колчанка разрез свиты представлен перемежающимися маломощными потоками зеленовато-серых крупновкрапленниковых роговообманковых трахиандезитов, черных мелкопорфировых трахиандезибаазальтов и их пористых темно-серых и кирпично-красных разностей (Кайдалов, 2002).

По минеральному составу базальтоиды подразделяются на пироксен-оливиновые, оливин-пироксеновые, оливиновые. По текстурно-структурным особенностям выделяются массивные, пористые, афировые и порфиновые разности, по окраске – темно-серые, серые и красно-коричневые. Вкрапленники (3–55 %) представлены плагиоклазом (лабрадор № 56–58, реже № 60–65), оливином, клинопироксеном ( $2V=+45$  до  $+70^\circ$ ), реже ортопироксеном. Основная масса толеитовая, интерсертальная, микролитовая или гиалопилитовая, состоящая из стекла, лейст плагиоклаза, кристаллов оливина, пироксена, рудного минерала. В пористых разностях пустоты нередко выполнены игольчатыми агрегатами цеолита (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979).

Долериты – массивные темно-серые, серые полнокристаллические породы офитовой (с элементами пойкилоофитовой) структуры. По минеральному составу аналогичны базальтам. Иногда отмечаются структурные разности, переходные от базальтов к долеритам (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979).

Андезибаазальты отличаются от базальтов более кислым составом плагиоклаза (№ 40–58 до 57–60) и меньшим содержанием оливина и ортопироксена (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979).

Трахибаазальты, трахиандезибаазальты выделены по силикатным анализам (Добкин, 2002).

Лавобрекчии – темно-серые, серые породы брекчиевой текстуры. Обломки (1–10 см), представленные базальтами и стеклом, связаны базальтовой лавой. Туфы базальтов псаммитовые литокристалловитрокластические сложены литокластами (25–50 %) стекла и базальтов и кристаллокластами (5–15 %) преимущественно плагиоклаза и пироксена (Добкин, 2002).

Акцессорные минералы, определенные в шлифах эффузивных пород – рудный и апатит. В протолочках минералогическим анализом установлены пирит, апатит, циркон, мартит, гранат, реже хромит, рутил, корунд, ортит (Дьячков, Стеганов, 1979).

Для полей распространения кизинской свиты характерен массивный рельеф, протяженные, часто уплощенные водоразделы.

По петрофизическим свойствам базальтоиды кизинской свиты почти не отличаются от однотипных пород более древнего возраста. На картах магнитного поля покровам базальтоидов соответствует резкодифференцированное знакопеременное магнитное поле напряженностью от  $-750$  нТл до  $+1500$  нТл, причем положительные аномалии чаще фиксируются над выходами долеритов. По данным АГСМ-съемки, базальтоидам свойственны самые низкие значения содержаний РАЭ. Естественная радиоактивность пород свиты равна  $4-9$  мкР/ч. Плотность базальтов  $2,70-3,00$  г/см<sup>3</sup>, а их пористых разностей и туфов –  $2,0-2,4$  г/см<sup>3</sup>. Магнитная восприимчивость изменяется от  $28$  до  $6500 \times 10^{-5}$  ед. СИ.

По химическому составу базальтоиды свиты соответствуют породам калиево-натриевой серии нормального и субщелочного ряда и известково-щелочной серии, отличаясь от аналогичных образований сизиманской толщи повышенным содержанием  $TiO_2$  и пониженным  $MgO$ . Содержания микроэлементов в большинстве случаев ниже кларковых или близки к ним. Лишь концентрации циркония иногда повышены в  $2-3$  раза (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979).

*Субвулканические образования* комплекса представлены штоками (до  $2$  км<sup>2</sup>) и дайками базальтов ( $\beta N_1 kz$ ), долеритов ( $\beta N_1 kz$ ), редко трахибазальтов ( $\tau \beta N_1 kz$ ), которые пространственно ассоциируются с выходами пород кизинской свиты. Форма штоков в плане обычно изометричная, реже овальная. Контакты крутые ( $50-70^\circ$ ), реже пологие ( $30^\circ$ ). Штоки выражены в рельефе в форме конусовидных вершин, которым на АФС свойственен более светлый (за счет осыпей и коренных выходов) фототон; дайки иногда дешифрируются в виде светло-серых лентовидных полос. Мощность даек  $1-250$  м, протяженность –  $0,1-2,0$  км. Контакты даек четкие, прямолинейные. Углы падения  $50-90^\circ$ . В эндоконтактах породы даек становятся скрытокристаллическими (до стекловатых). Ширина зон закали не превышает первых сантиметров.

Субвулканические базальты, андезибазальты и долериты по своим петрографическим, петрохимическим и геохимическим характеристикам аналогичны соответствующим породам покровных фаций. От базальтоидов сизиманского комплекса покровные и субвулканические базальтоиды кизинского комплекса отличаются более высоким содержанием  $TiO_2$  (Добкин, 2002, Дьячков, Стеганов, 1979).

Возраст кизинской свиты в пределах изученной территории впервые обоснован в процессе ГДП-200 находками на левобережье р. Кривая Кенжа в туфоаргиллитах нижней части разреза отпечатков растений (смотри списки выше), которые, по мнению Р.С. Климовой, представляют умеренно теплолюбивую лесную листопадную флору (с незначительным участием теплолюбивых), характерную для интервала времени от конца раннего до конца среднего миоцена (ближе к концу среднего миоцена). Спорово-



пыльцевые комплексы, выделенные из этих же пород, соответствуют, по мнению Н.Д. Литвиненко, среднему миоцену (Добкин, 2002). В породах основания свиты, опробованных в окрестностях г. Приречная, отмечено присутствие ранне–среднемиоценовых комплексов спор и пыльцы (Дьячков, Стеганов, 1979).

Не исключено, что в разрезе Кизинского базальтового покрова в дальнейшем могут быть выделены и более молодые покровы базальтов, о чем могут свидетельствовать спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных из галечников на правом берегу руч. Заросший. Их объединяет преобладание пыльцы хвойных: ели, сосны, кедра с редкой примесью таксодиевых и тсуги. Пыльцы берез и ольхи в них заметно меньше. Встречены также широколиственные: *Juglans*, *Myrica*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*. В группе трав постоянно присутствуют осоковых, злаковых, лютиковых, розанных, сложноцветных. Споровые представлены папоротниками и плаунами. По присутствию в спектрах единичных форм *Taxodiaceae*, *Tsuga*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Cedrus*, *Liquidambar* Н.Д. Литвиненко предполагает плиоцен–раннеплейстоценовый возраст осадков (Добкин, 2002).

Из имеющихся К-Аг датировок по валовому калию (12 проб) из южной части территории лишь 3 отвечают миоцену (18–20 млн лет), остальные укладываются в интервал 36–52 млн лет (Добкин, 2002). Калий-аргоновый возраст базальтоидов, определенный по образцам из района Белой Горы, соответствует 33,0–36,5 млн лет (Пилацкий, 1978).

### 1.5.3. Континентальные впадины

#### 1.5.3.1. Усалгинская впадина

##### Палеоген-неоген

Усалгинская впадина выполнена рыхлыми кайнозойскими отложениями, расчлененными на две толщи: олигоцен-ранне-среднемиоценовую усалгинскую ( $\{3-N_{1us}$ ) и позднемиоценовую – чурновскую ( $N_{1чг}$ ). Ранее Е.Д. Конюшковым (1974) эти толщи выделялись соответственно, как биранджинская свита и толща галечников и валунников. «Решениями IV МРСС по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья» (Хабаровск, 1990) биранджинская свита была упразднена, что определило необходимость придания толщам собственных географических названий.

*Усалгинская толща* ( $\{3-N_{1us}$ ) сложена глинами, песками и редко конгломератами. Отложения толщи закартированы в бассейне низовьев р. Усалгин и прослежены далее на северо-востоке в бассейне р. Мухтель.

Авторами, изучавшими впадину, указывается на несогласное залегание отложений толщи на складчатом юрском фундаменте и перекрытием их с размывом четвертичными

образованиями. Строение толщи изучено с помощью бурения и вертикального электрозондирования. В междуречье Еранда-Мал. Блюзка скважиной №3 отложения толщи вскрыты до глубины 58,0 м без достижения ею коренных подстилающих пород (Конюшков, 1974). Под маломощным чехлом (3,8 м) рыхлых четвертичных отложений наблюдаются глины серые, зеленовато-серые, коричневые пластичные тонкослоистые с линзовидными прослоями (0,02-0,2 м) песка серого слюдистого мелко-среднезернистого полимиктового. Количество песка увеличивается с глубиной. Вскрытая мощность глин составляет 54,2 м. Ниже, по данным ВЭЗ, залегают породы с однозначными удельными сопротивлениями (6-50 ом), что предполагает однородность строения разреза толщи на глубину. Сопоставление геоэлектрических разрезов впадин с таковыми по смежным площадям позволяет предполагать наличие базальных конгломератов, а также бурых углей в составе толщи. Последнее подтверждается находками обломков углей в русле одного из притоков р. Усалгин к западу от территории листа. Мощность усалгинской толщи, по данным ВЭЗ, составляет 50-100 м у бортов впадины и увеличивается до 200-250 м в ее центре.

В бассейне р. Мухтель отложения усалгинской толщи перекрыты четвертичными морскими отложениями и на дневную поверхность не выходят и не вскрыты скважинами. Предположительно они выделены (Овчининский, 1975) по результатам электрозондирования. Показатели удельного сопротивления этих пород в пределах 10-15 ом позволяют полагать, что эти отложения сложены глинами, песками, возможно с прослоями бурых углей и слабо сцементированных алевролитов и песчаников. Это позволяет коррелировать их с усалгинской толщей. Мощность толщи в бассейне р. Мухтель, по данным ВЭЗ, колеблется от 30-150 м на юго-западе этой площади до 200 м на севере.

По скважине №3 в бассейне р. Усалгин в отложениях толщи в интервале 8,5-38 м обнаружен озерный пресноводный комплекс диатомовых водорослей: *Melosira praeislandica* f. *curvata* (?) Jouse, *M. distans* (Ehr.) Kütz., *M. islandica* O. Müll., *M. praeislandica* Jouse, *M. italica* subsp. *subarctica* O. Müll., *M. baicalensis* (K. Meyer.) Wisl., *Tetracyclus ellipticus* f. *rhombica* Mois., *Fragilaria* sp., *Eunotia parallela* Ehr., *Eunotia* sp., отвечающих, в целом, раннему и среднему миоцену. На глубине 3,85-58,0 м скважиной №3 и зондировочной скважиной с глубины 8,0-8,3 м в отложениях толщи обнаружены спорово-пыльцевые комплексы. В них доминирует пыльца голосеменных (60-97%), среди которых преобладают хвойные *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Keteeleria*, *Cedrus*, *Larix* и постоянно присутствуют *Ginkgo*, *Taxaceae*, *Podocarpus*, *Dacridium*, *Sequoia*, *Sciadopitus*, *Clyptostrobus*, *Cupressaceae*. Покрытосеменные представлены как холодолюбивыми *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Eri-caceae*, так и умеренно термофильными и термофильными родами и семействами, вплоть до субтропических и тропических видов: *Araucarya*, *Juglans*, *Carya*, *Engelhardtia* ?, *Plat-*

*icarya, Ostrya, Carpinus, Fagus* и др. По определению В.Ф. Морозовой, возраст спорово-пыльцевого комплекса средне-позднемиоценовый. В сочетании с находками в верхней части разреза толщи диатомовых водорослей возраст ее принят как олигоцен-миоценовый.

*Чурновская толща* (N<sub>1</sub>čr) сложена галечниками, валунниками, песками, песчаниками, глинами. Контакт с отложениями усалгинской толщи не установлен по причине их пространственной разобщенности, но предполагается наличие размыва на их границе. Чурновская толща (Конюшков, 1974) развита вдоль западного побережья залива Николая и наблюдалась в береговых обрывах междуречья Дальняя-Чурно и Поперечная и в районе устья р. Чернавка.

В первом случае в береговых обрывах обнажаются переслаивающиеся галечники, валунники, пески, глины при мощности слоев 0,1-1,5 м, которые в северном направлении ближе к устью р. Поперечная постепенно сменяются песчаниками. Галька хорошо окатана, в составе ее присутствуют песчаники, алевролиты, реже эффузивы, кремнистые породы и кварц. Валуны (0,1-0,3 м) средней и хорошей окатанности, состав обломочного материала тот же, что и в галечниках. Среди песчаников отмечаются туфогенные разности с отпечатками древесины. Общая мощность толщи 30-50 м.

В верхах разреза преобладает пыльца покрытосеменных (51-84%) – *Betula, Ulmus, Carpinus, Juglans, Quercus*, а так же представители умеренно термофильных и термофильных родов, голосеменные представлены в основном хвойными. Ниже по разрезу возрастает роль голосеменных (83%), многие умеренно термофильные роды исчезают. Спорово-пыльцевые комплексы сходны с таковыми из отложений, вскрытых скважиной в Удыль-Кизинской депрессии в интервале 107-180 м, где с учетом данных карпологического анализа В.Ф. Морозова датирует их как позднемиоценовые.

В песчаниках (устье р. Поперечная) Л.А. Струве определен комплекс диатомей с преобладанием древних форм *Melosira* sp., *Stephanodiscus dubius* (Fric.) Hust?, который можно, по ее мнению, сопоставить с позднемиоценовым пресноводным озерным.

#### Охинско-Дагинская подзона

#### Неоген-эоплейстоцен

*Помьрская свита* (N<sub>2</sub>-Q<sub>Ерт</sub>) выделена в объеме верхней подсвиты нутовской свиты серийной легенды. Свита сложена песками, алевролитами; глинами, галечниками, лигнитами. В пределах суши свита имеет ограниченное распространение в восточном обрамлении заливов Помрь и Байкал. На нижележащих образованиях нутовской свиты залегает с размывом.

Наиболее представительный разрез свиты описан на побережье залива Байкал (Коноваленко, 2001, Гладков, 1999). Здесь на глинах и песках подстилающей нутовской свиты с размывом залегают: 1. Конгломераты, песчаники и пески с линзами галечников (0,05-0,2 м) с остатками моллюсков – 30 м. 2. Глины и алевролиты слюдистые – 50 м. 3. Переслаивание глин, алевролитов (до 15 м) и песков (10-15 м) – 60 м. 4. Пески серые, желтовато-серые косослоистые с прослоями лигнитов (до 2 м) и глин (до 5 м) – 100 м. Мощность свиты по разрезу 250 м. В отложениях помырской свиты собрана фауна: *Swiftipecten swiftii* (Ber.), *Mya pseudoarenaria* Schl. *Acila marujamensis* П., *Chlamys tanassevitschi* (Khom.), а также диатомовые водоросли *Neodenticula koizumii*, *N. kamtschatica*, *Thalassiosura tertiaria* Sheshuk., *T. jouseae* Aciba и др., на основании которых возраст свиты принят плиоцен-эоплейстоценовым.

## 1.6. Охотоморская плита

### 1.6.1. Островная суша. Шмидтовская подзона

#### 1.6.1.1. Палеоген

#### Эоцен-олигоцен

*Мачигарская свита* ( $\text{J}_{2-3}\text{m}\check{\text{c}}$ ) представлена двумя фациальными разностями: терригенно-осадочной и вулканогенно-осадочной. Терригенная – сложена песчаниками и алевролитами с известковистыми, известково-мергелистыми, мергелистыми, известково-песчаными и известково-кремнистыми конкрециями, меньше – гравелитами и конгломерато-брекчиями.

Наиболее полно разрез этой части свиты изучен на побережье Северного залива западнее оз. Мончигар. В низах этого разреза наблюдаются: 1. Конгломерато-брекчии, состоящие из обломков вулканитов марийской толщи и содержащие обильный растительный детрит – 1 м. 2. Пачка аргиллитов углистых и песчанистых, иногда с песчано-мергелистыми и известковистыми конкрециями с единичными линзами углей – 9,8 м. 3. Песчаники зачастую конгломератовидные с прослоями (до 3 м) конгломерато-брекчий, реже – алевролитов и аргиллитов с линзами мергелей – 50 м. 4. Алевролиты (4-8 м) с известково-мергелистыми конкрециями, переслаивающиеся с песчаниками (1-2 м) зачастую гравелистыми и переходящими в гравелиты, содержащие остатки фауны и окаменелых растений – 147 м. 5. Конгломерат-ракушечник – 15 м. 6. Песчаники разнозернистые, конгломератовидные, переслаивающиеся с алевролитами, с линзами конгломератов и каравеобразными (до 2х6 м) конкрециями – 163 м. 7. Алевролиты с прослоями слабосцементированных песчаников с известково-песчаными конкрециями – 50 м. 8. Переслаивание разнозернистых песчаников и алевролитов. По всему разрезу встречаются мергелистые и

известково-кремнистые конкреции (до 3х6 м), а в алевролитах – гонимши – 180 м. Мощность свиты по разрезу – 600,8 м. Наибольшим распространением в отложениях свиты повсеместно пользуются песчаники и алевролиты, с преобладанием первых из них. Общая мощность терригенной составляющей свиты колеблется от 200 до 850 м.

Вулканоогенно-осадочная фация залегает в верхней части разреза свиты и развита локально в юго-западном и северо-восточном крыльях Эспенбергской антиклинали. Останцы лавовых потоков мощностью от нескольких метров до 100 м наблюдаются на вершинах отдельных сопков в бассейне руч. Лунный и верховьев ручьев Березовый и Высокий. Сложена она лавами трахибазальтов, андезибазальтов, андезитов, трахиандезитов, редко – риодацитов и их туфов.

В юго-западном крыле антиклинали эти образования закартированы от р. Дедов Ключ до р. Водопадной в виде компактной пачки мощностью 400-550 м. По разлому они контактируют с осадочными породами мачигарской свиты и перекрыты конгломератами, песчаниками и алевролитами тумской свиты. Состав пачки от р. Дедов Ключ до руч. Шалун представлен, в основном, лавобрекчиями трахиандезитов и трахиандезидацитов с маломощными прослоями туфов трахиандезидацитов. В низах пачки встречаются трахибазальты и трахиандезибазальты. От руч. Шалун до р. Водопадной состав пачки вулканитов становится более основным и сложен миндалекаменными базальтами, трахибазальтами, лавобрекчиями и вулканическими брекчиями того же состава, с редкими прослоями туфопесчаников. К югу от р. Водопадной и в северо-восточном крыле антиклинали наблюдаются более верхние горизонты этой пачки, где вулканоогенные породы присутствуют в виде отдельных прослоев и линз среди преобладающих туфогонгломератов, туфопесчаников и аргиллитов.

Основные вулканиты мачигарской свиты относятся к щелочно-известковой серии, характеризуясь высокой общей щелочностью, они принадлежат к трахиандезитовой формации и являются продуктом локально проявленного трещинного субаэрального вулканизма.

Радиологический возраст (K/Ar метод) трахибазальтов колеблется от  $37 \pm 2$  млн. лет до  $30 \pm 2$  млн. лет, что соответствует верхам эоцена – низам олигоцена.

В осадочно-терригенной части мачигарской свиты собран комплекс моллюсков с *Glycymeris nakosoensis* Hatai. & Nisiyama, *Acila oyamadenis* Hirauama, *Thrachycardium kinsimarae* Makiyama, *Yoldia matschigarica* Khom., *Nemocardium iwakiense* Makiyama, *Thracia schmidti* L. Krisht., *Papyridea harrimani* Dall., а так же комплекс фораминифер с *Haplophragmoides laminatus* Volosh., *Pseudoelphidiella subcarinata* Volosh., *Reophax tappiensis*

Asano, *Cribrorhynchium sumitomoii* (Asano et Murata), на основании которых возраст свиты принят эоцен-олигоценным.

### Олигоцен

*Тумская свита* ( $\mathcal{J}_3tm$ ) сложена алевролитами, аргиллитами, их туфогенными разностями, опоками, песчаниками, туфами кислого состава. Она закартирована на западе п-ова Шмидта от мыса Марии на севере до бассейна рек Тумь и Пильво, а на востоке узкой полосой северо-западного направления от верховьев р. Аэродромовская до междуречья Харкорт-Урмус. Взаимоотношения с подстилающей мачигарской свитой повсеместно согласные, с постепенным переходом от пачки песчаников с прослоями алевролитов (180 м) мачигарской свиты в пачку чередования песчано-алевролитовых опок и аргиллитов (35 м) тумской свиты.

Строение свиты изучено в опорном мачигарском разрезе, где ее представляют: 1. Переслаивание песчано-алевролитовых опок (0,01-0,05 м) и аргиллитов (0,1-0,3 м) с редкими линзовидными прослоями (0,2 м) конгломератов и песчаников – 35 м. 2. Переслаивание туфоалевролитов (0,1-0,2 м) и аргиллитов (0,01-0,05 м) в верхах разреза с горизонтами карбонатных конкреций размером 0,5x3 м и пачками и прослоями (до 0,1 м) туфов кислого состава – в ее верхах. – 120 м. 3. Чередование туфоалевролитов, опок и аргиллитов с горизонтами карбонатных конкреций (до 0,6x1,5 м), линзами туфов, песчаников и валунами и галькой гранитов и базальтов – 30 м. 4. Опоки с прослоями туфов (0,05-0,1 м) иногда глинизированных с глыбами гранитов (до 1,5 м в диаметре), гонимыми и карбонатными конкрециями (от 0,5 до 2x4 м). В ядрах конкреций – обломки вулканитов (до 0,5 м) и раковин моллюсков – 123 м. 5. Алевролиты тонкослоистые с прослоями (0,1-0,2 м) туфов, опок, линзами конкреций и с редкой галькой и растительным детритом – 70 м. Мощность наблюдаемой части свиты – 378 м.

В отложениях тумской свиты собраны многочисленные остатки моллюсков: *Chlamys donmilleri* Mak Neil, *Cardiomya majanatschensis* (Pina), *Delectopecten watanabei* Yok., *Nuculana tumiensis* (L. Krisht) и фораминифер: *Haplophragmoides carinatus* Cush. et Renz., *Cyclammina pacifica* Beck. На основании этого комплекса органических остатков и с учетом согласного налегания тумской свиты на мачигарскую возраст ее принят олигоценным.

## Эоцен-олигоцен объединенные

*Мачигарская и тумская свиты объединенные* ( $\{_{2-3}m\check{c}+tm$ ) выделены в северной части Восточного хребта в междуречье рек Аэродромовская-Хоркот-Урмус, где выходы этих стратонаов слишком малы для отражения их в масштабе 1:1 000 000.

Низы разреза этого объединенного подразделения, отвечающие мачигарской свите, представлены прибрежно-морскими отложениями. Это чередование мелкозернистых песчаников и песчаных алевролитов с пропластками (до 0,3 м) каменного угля и остатками фауны *Papyridea matschigarica* Khom., *Cardium asagaiense* Mak., *Cardita matschigarica* Khom., *Nuculana (Sacella) praefurlongi* L. Krisht. Верхняя часть мачигарской свиты здесь сложена мелкозернистыми песчаниками с остатками *Laternula (Aelga) cf. besshoensis* Yok., *Turritella* sp. indet. Мощность этой части разреза в этом районе – 300-700 м.

Верхняя часть разреза объединенного стратона, соответствующая тумской свите, изучена в верховьях правых притоков р. Валовская (Ведерников, ). Низы свиты мощностью 10-25 м здесь сложены конгломератами, обломочный материал которых состоит из хорошо окатанной гальки (до 4 см) песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнистых пород, габброидов и серпентинитов. Конгломераты вверх по разрезу, а иногда и по латерали сменяются мелко- и среднезернистыми песчаниками с галькой, растительным детритом, а иногда и с конкрециями, ядром которых являются глыбы гранитоидов. Выше они сменяются тонкозернистыми песчаниками с остатками фауны *Nuculana* indet., *tumiensis* (Laut.), *Cardita* sp. indet., *Yoldia* sp. indet., *Macoma* sp. Завершается разрез массивными глинистыми песчаниками с редкими пропластками алевролитов и конкрециями с *Nuculana tumiensis* (Laut.). Иногда верхи свиты сложены песчаными алевролитами с прослоями (1-1,5 м) мелкозернистых песчаников и конгломератов. Мощность верхней части объединенного стратона составляет 400-500 м, а всего объединенного стратона – 700-1200 м.

По данным А.А. Коновалов (2010), возраст мачигарской свиты принят эоцен-олигоценовым при сопоставлении ее с такарадайской и аракайской свитами Южного Сахалина, а тумской свиты – олигоценовым, что определило эоцен-олигоценовый возрастной диапазон объединенного стратона.

### 1.6.1.2. Неоген

#### Миоцен

*Пильская свита* ( $N_{1pl}$ ) сложена аргиллитами, алевролитами, их опоковидными и кремнистыми разностями, с подчинением им песчаников, глин, редко конгломератов. Для нижней части разреза свиты характерно присутствие глауконитовых пород, пластов жел-

ваковых фосфоритов и битуминозных глин, а для всего разреза – присутствие большого количества шаровых и лепешкообразных конкреций размером до 2-3 м.

Свита закартирована в виде узкой полосы вдоль западного побережья п-ова Шмидта к югу и северу от м. Горнера, в районе восточных отрогов хр. Западный от бассейна рек Ахспири, Тунь до р. Пильво. На востоке полуострова выходы свиты в виде полосы северо-западного простирания прослеживаются от побережья залива Северный до междуречья Пильво-Бол. Лонгри. Взаимоотношения с тумской свитой согласные. Сходство литологического состава этих свит, а также отсутствие четких маркирующих горизонтов делает эту границу условной.

Полный и непрерывный разрез свиты наблюдался в береговых обрывах от м. Горнера к югу (Ведерников, ). Здесь на песчаных аргиллитах тумской свиты согласно лежит: 1. Аргиллиты опоковидные с прослоями кремнистых аргиллитов, глин и пачкой тонколистовытых аргиллитов (45 м) с *Cardita pilvoensis* Khom. – 135 м. 2. Переслаивание (через 0,4-0,6 м) аргиллитов опоковидных с кремнистыми аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками – 100 м. 3. Аргиллиты тонкослоистые с прослоями (0,2-0,6 м) кремнистых аргиллитов, битуминозных глин, песчаников, иногда глауконитовых, в верхах – с пластами мелкогалечных конгломератов и послойными скоплениями желваков фосфоритов – 55 м. 4. Глины битуминозные, глауконитовые с прослоями (0,3-0,5 м) глауконитовых песчаников и скоплениями желваков фосфоритов – 20 м. 5. Глины (в низах битуминозные и глауконитовые), расслоенные мелкозернистыми песчаниками (от 2 до 10 м, редко до 35 м) иногда с прослоями (0,03-0,05 м) тонкослоистых глин – 325 м. 6. Аргиллиты, иногда окремненные и опоковидные с *Delectopecten pedroamis* (Trask.) в средней части с пачкой песчаников (65 м) с прослоями тонкополосчатых глин – 240 м. 7. Песчаники с редкими пропластками (до 0,05 м) глин, глинистых песков, а в верхней части – с тонкослоистыми алевролитами (5 м) с остатками *Yoldia* sp. *tokunagai* Yok., *Malleta* sp. indet., *Mytilus* sp. indet. – 150 м. Мощность свиты по разрезу 1025 м.

К востоку от описанного разреза в составе свиты увеличивается содержание кремнистых пород и одновременно уменьшается роль песчаников, иногда до почти полного их исчезновения. Разрез свиты в восточной части полуострова, изученный вдоль побережья залива Северный, представлен однообразной толщей опоковидных аргиллитов с частыми маломощными прослоями кремнистых аргиллитов и опок, редко мелкозернистых песчаников и многочисленными послойными скоплениями известковистых конкреций. Мощность разреза – 820 м.

Пильская свита содержит комплекс органических остатков: *Acila eximia* Yok., *A. ex gr. divaricata* Hinds, *Nuculana (Sacella) pennula* Yok., *N. elongorostrata* Laut., *Yoldia tokuna-*



*gai* Yok., *Delectopecten pedroamis* (Trask.), *D. pedroamis* (Trask.) var. *peckhami* Gabb, *Lima goliath* Smith., *Limatula pilvoensis* Laut., *Cardita khomenkoi* Laut., *C. pilvoensis* Khom., *Solemya Tokunagai* Yok. На основании этих находок, а также взаимоотношений с подстилающими отложениями тумской свиты, возраст свиты установлен миоценовым (Коновалов, 2010)

*Каскадная свита* ( $N_{1ks}$ ) сложена глинами, аргиллитами, алевролитами, песчаниками глинистыми, прослоями уплощенных и шарообразных конкреции. Свита ограниченно распространена в междуречье Пильво-Касатка-Тропун. Взаимоотношение каскадной свиты с подстилающей пильской согласное. По данным Г.С. Ведерникова (1978) на размытой волнистой поверхности пласта песчаников пильской свиты залегает монотонная толща глин каскадной свиты.

Разрез каскадной свиты изучен по береговым обнажениям (Ведерников, 1978) вдоль западного побережья п-ова Шмидт в районе г. Лунная, где его слагают преимущественно глинистые отложения. Здесь на пачке песчаников пильской свиты мощностью 25 м согласно залегают глины песчаные, массивные и неяснослоистые с прослоями (0,2-1,5 м) караваяобразных уплощенных конкреций и с остатками фауны *Yoldia tokunagai* Yok., *Laternula altata*, *L. Krisht*, *Acila (Truncacila) eximia* Yok., *Phacoides* (?) sp. indet, *Dilectopecten watanabei* Yok. – 130 м. Выше наблюдаются глины песчаные и песчано-алевролитовые с прослоями мягких глин, дисковидных конкреций и остатками вышеуказанной фауны – 200 м, а затем – глины (78 м) слабо окремненные с прослоями плоских лепешковидных конкреций (до 0,3 м). Они перекрываются пачкой песчаных глин с прослоями (0,1-0,6 м) алевролитов – 112 м. Завершают разрез свиты глины песчанисто-алевритистые, слабо окремненные с конкрециями и галькой песчаников и с фауной *Yoldia tokunagai* Yok., *Laternula (Aelga) ex gr. Besshoensis* Yok., *Phacoides* sp. indet., *Macama* sp. indet., *Neptunia cf. antiqua* (Linne) – 80 м. Мощность свиты по разрезу – 600 м.

По данным А.А. Коновалов (2010) в составе свиты среди аргиллитов и алевролитов иногда отмечаются маломощные прослои (0,02-0,03 м) желтых туфопесчаников, а также отпечатки ходов червей, растительный детрит, чешуя рыб. В отложениях каскадной свиты кроме вышеуказанных остатков органики собраны моллюски *Yoldia multidentata* Khom., фораминиферы *Haplophragmoides rensi* Asano, *Liebusella laevigata* Volosh., *Cyclamina postpilvoensis* V. Kuzn., диатомовые водоросли зоны *Denticulopsis katayamae* Volosh., *D. Dimorpha* и комплекс радиолярий с *Lichnocanium nipponicum* Funajama. На основании этих находок возраст каскадной свиты принят миоценовым.

*Венгерийская свита* ( $N_{1vn}$ ) представлена преимущественно аргиллитами, глинами, алевролитами, редко песчаниками и песками. Отложения свиты закартированы в юго-

западной части п-ова Шмидт от мыса Сыпучий до междуречья Тропто-Димоун, слагая неширокую полосу северо-западного простирания. На нижележащей каскадной свите венгерийская залегаёт согласно с постепенным переходом.

Наиболее полный разрез свиты наблюдался в береговых обрывах на побережье Сахалинского залива, к северу от мыса Сыпучий (Ведерников, 1978). Здесь на пачке глин мощностью 80 м согласно залегают: 1. Пласт алевролитов с мелкими карбонатными конкрециями и остатками *Yoldia tokunagai* Yok., *Cardita cf. tokunagai* Yok., *Laternula (Aelga) cf. besshoensis* Yok. – 70 м. 2. Аргиллиты с редкими конкрециями, иногда с прослоями (0,05-0,2 м) известковистых песчаников – 150 м. 3. Аргиллиты, переслаивающиеся с алевролитами с единичными прослоями песчаников (до 0,1 м) с остатками *Acila (Truncacila) sp. indet.*, *Yoldia sp. indet.*, *Neptunea magna* (Dall.) subsp. *Stanteni* (Arn.) – 80 м. 4. Глины, расслоенные через 10-15 м горизонтами аргиллитов (5 м), алевролитов (15 м) с песчаниками (5 м) в низах пачки. Песчаники содержат массовые скопления *Thyasira disjuncta* (Gabb.) – 60 м. 5. Песчаники тонкозернистые с конкрециями в основании, вверх по разрезу переходящие в алевролиты – 50 м. 6. Аргиллиты, в средней части пачки с горизонтом (26,5 м) алевролитов с многочисленными *Thyasira disjuncta* (Gabb.) – 92,5 м. Мощность свиты по разрезу – 572,5 м. В юго-восточном направлении состав свиты изменяется на существенно песчаный в нижней части (пески с редкими прослоями глин и аргиллитов) и преимущественно глинистый (аргиллиты с подчинением им песков) – в верхней части разреза. Общая мощность свиты оценивается в 650-680 м.

В отложениях свиты собраны остатки моллюсков: *Nuculana (Sacella) crassatelloides* Laut., *Yoldia tokunagai* Yok., *Cardita tokunagai* Yok. и др., а также диатомовых водорослей зоны *Neodenticula kamtschatica*: *Coscinodiscus denarius* A. Schmidt, *Thallasiosira praekryophila* Oreshkina, *Cavitatus jouseanus* (Sheshukova), *Di cladia capeolus* Ehrenberg., обосновывающие её миоценовый возраст.

#### Миоцен-плиоцен

*Маямрафская свита* (N<sub>1-2</sub>т) сложена глинами алевролитистыми и песчаными; глинистыми песчаниками, маломощными прослоями и линзами песков и диатомитов. В виде полосы северо-западного простирания закартированы от мыса Сыпучий (Маям-Раф) до залива Тронт на восточном побережье о. Сахалин (Ведерников, 1978). С подстилающей венгерийской свитой взаимоотношения согласные. Это наблюдалось в стратотипическом разрезе свиты на побережье Сахалинского залива у мыса Маям-Раф, где на пачке аргиллитов мощностью 35 м венгерийской свиты согласно залегаёт пачка (22 м) переслаивающихся (через 0,1-0,5 м) глинистых песков и глин маямрафской свиты. Выше по разрезу

наблюдаются: 2. Глины, неравномерно расслоенные горизонтами песчаников (10-45 м). В низах пачки находки *Nuculana majamraphensis* Khom., в верхах – крупные глинисто-кремнистые конкреции – 234 м. 3. Песчаники с подчиненными им количественно прослоями песков (0,1-0,3 м) и остатками *Yoldia traciaeformis* Stor., *Macoma calcarea* (Chem.) – 210 м. 4. Глины с *Macoma calcarea* (Chem.), *Liocyra fluctuosa* (Gmel.), *Nuculana* sp. indet. – 25 м. 5. Переслаивание через 0,1-0,4 м песков и глин с увеличением количества последних в верхах пачки. В ее основании – линзы ракушняка с *Nucula pajakauphensis* Khom. – 75 м. 6. Глины с *Nuculana majamraphensis* Khom., *Macoma calcarea* (Chem.) – 20 м. Мощность свиты по разрезу 564 м. А.А. Коновалов (2010) приводятся данные о присутствии в низах разреза свиты пачки диатомитов (до 95 м) с прослоями карбонатных конкреций размером до 0,3-1,2 м, зеленого глауконитового песка (до 0,5 м), реже туфов (0,1-1,5 м). Общая мощность свиты оценивается в 300-560 м.

В отложениях свиты собраны (Гладенков, 1999) остатки моллюсков: *Yoldia vengeriana* (Laut.), *Nuculana majamraphensis* Khom., *N. alferovi* Kogan., *Macoma* cf. *baltica* (Linne), *Mytilus* cf. *edulus* Linne и др., а также диатомовые водоросли подзоны «а» зоны *Neodenticula kamtschatica*: *Coscinodiscus denarius* A. Schmidt, *Thallasiosira gravida* Cleve и др. На основании этих находок возраст свиты определен как миоцен-плиоценовый.

### Плиоцен

*Матитукская свита* ( $N_2mt$ ) сложена песками, глинами, алевролитами, меньше – песчаниками, гравелитами и конгломератами. Эта свита впервые выделена Н.С. Ерофеевым в 1936 г. в бассейне р. Мать у г. Туки. Позднее Г.С. Ведерников (1978) при ГС-200 в 1968 г. отложения развитые на этой площади включил в состав нутовской свиты. А.А. Коновалов (2001), проводя доизучение листов N-XXIII-XXIV, восстановил ранее принятый статус этого комплекса пород, как матитукская свита и уточнил площадь ее развития. В настоящей работе приведен опорный (стратотипический) разрез свиты, составленный И.И. Ратновским (1960) по восточному побережью Сахалинского залива к югу от г. Туки в бассейне рек Мать-Тропто и приведенный в работе Г.С. Ведерникова (1978). Здесь глины мощностью 20 м маямрафской свиты согласно перекрыты светлоокрашенными мелкозернистыми песками с прослоями (0,05-0,15 м, редко до 0,8 м) с прослоями глин базального горизонта матитукской свиты. Выше наблюдаются: 2. Переслаивание через 0,05-0,2 м (редко до 0,9 м) светлоокрашенных песков и глин, в верхах пачки постепенно сменяющимися песками (10,5 м) с мелкой галькой и сидеритовыми конкрециями – 60,5 м. 3. Неравномерное переслаивание глин (0,01-0,03 м, 0,15-0,25 м, редко до 5 м) и светло-серых мелкозернистых песков и глинистых песков (0,3-1,5 м) – 290 м. 4. Пески светло-серые мелко-

зернистые, местами глинистые – 60 м. 5. Переслаивание глин (0,25-1 м) и песков (0,05-0,1 м) с горизонтами тонкого чередования этих пород – 260 м. 6. Глины темно-серые иногда тонко расслоенные светлоокрашенными песками или с прослоями (0,1-0,15 м) песчаных глин и глинистых песков – 440 м. 7. Чередование глин и глинистых песков, иногда с прослоями песчаников (до 0,25 м) мелкозернистых и глинистых и конгломератов (0,5 м) – 140 м. 8. Глины песчаные с прослоями (0,3-0,4 м) галечников, иногда переходящих в конгломераты. В верхней части – прослой (0,8-1 м) мелкозернистых песчаников – 110 м. Общая мощность свиты составляет около 1400 м.

Органических остатков, кроме растительного детрита, в отложениях матитукской свиты не обнаружено. Исходя из того, что матитукская свита согласно залегает на миоцен-палеоценовой маямрафской свите и со следами размыва и стратиграфического несогласия перекрыта палеоцен-эоплейстоценовой помырской свитой, возраст ее принят палеоценовым.

## 1.6.2. Островная суша

### Лангрийско-Энгизпальская подзона

#### 1.6.2.1. Палеоген-неоген

##### Олигоцен-миоцен

*Энгизпальская свита* ( $\{3-N_{1en}$ ) сложена песчаниками, алевролитами, с прослоями конгломератов, базальтов и их туфов. На дневную поверхность энгизпальская свита выходит только в южной части листа в междуречье Вагис-Иевлева, слагая небольшой тектонический блок. В пределах его нижняя граница свиты не установлена. В разрезе, вскрытом западнее Ныйденской параметрической скважиной (№7), свита согласно с постепенным переходом залегает на аналогичных по составу песчано-глинистых отложениях, предположительно коррелируемых по возрасту с мачигарской свитой (Евсеев,.....). Разрез свиты мощностью 510 м изучен по береговым обнажениям р. Вагис, где устанавливается: 1. Песчаники с редкими прослоями (до 2 м) их известковистых и гравийно-галечных разностей – 50 м. Остатки моллюсков *Truncacila sabmirabilis* Mak., *Profulvia matschigarica* Khom., *Venericardia vagisana* Kogan, *Habecadium kinsimarae* Mak., *Spisula nasayamensis* Kanida, *Periploma Yamane* Kanehara, *Ansistrolepis eguchii* Komado. 2. Алевролиты кремнистые, опоковидные с прослоями аргиллитов с *Acila gettysburgensis* (Reag.), *Nuculana (Sacella) crassatelloides* Laut., *Malletia poronaica* (Yok.), *Palliolum (Delectopecten) watanabei* (Yok.), *Thuasira amekhovi* Kogan. – 150 м. 3. Базальты – 80 м. 4. Туфы базальтов витрокристаллокластические – 0,7 м. 5. Песчаники разномзернистые с редкими прослоями (3-10 м)

мелкогалечных конгломератов – 330 м. Общая мощность энгизпальской свиты в южной части листа – 1200 м.

В северной части Лангрийско-Энгизпальская подзоны описываемая свита на поверхность не выходит и представлена по данным бурения (Коновалов, 2010). Взаимоотношения ее с подстилающими образованиями не ясны. В составе свиты выделяются три пачки. Нижняя из них мощностью 210 м сложена песчаниками массивными, средняя (85 м) – песчаниками с подчиненными прослоями конгломератов, а верхняя (245 м) – чередование плитчатых песчаников с прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов, общей мощностью 540 м. Кроме того, А.А. Коноваловым (2010) к низам энгизпальской свиты отнесены стратоны ранее выделенные на различных участках подзоны по данным бурения. Это сладкинская толща, выделенная в 1969 г. на Центрально-Тамлевской площади по скважине №1 в интервале 2400-2800 м; таусменская и ныйденская толщи, выделенные в 1976 г. по Ныйденской скважине в интервале 2700-3548 м и 2100-2700 м. Состав толщ терригенно-вулканогенный с присутствием туфогенных и редко покровных фаций андезидацитов, андезибазальтов и базальтов. Мощность в целом оценивается в 1200 м.

*Вагисская свита* ( $N_{1vg}$ ) наиболее полно представлена в южной части территории листа, где она впервые выделена Б.Н. Елисеевым в 1932 г. Выходы свиты на дневную поверхность занимают незначительную площадь в пределах Западно-Сахалинского горст-антиклинория, слагаая тектонические блоки в бассейне верховьев рек Иевлева – Мал. и Бол. Вагис. Сложена свита песчаниками и алевролитами с подчиненными им прослоями, линзами и пластами аргиллитов, глин, конгломератов, бурых углей и углистых аргиллитов. Нижняя граница свиты не установлена. Сводный разрез свиты изучен в верховьях р. Вагис, где его представляют (Г.С. Ведерников, 1974): 1. Песчаники (5-20 м), переслаивающиеся с алевролитами (5-15 м) с прослоями (0,2-2 м) аргиллитов и глин, а также пластами (0,2-2,5 м) бурых углей – 130 м. 2. Песчаники с редкими прослоями алевролитов и бурых углей – 230 м. 3. Песчаники разнозернистые (до гравийно-конгломератовых в верхней половине разреза пачки) с редкими прослоями конгломератов, алевролитов и углей – 400 м. 4. Переслой песчаников разнозернистых(10-30 м) и алевролитов (10-20 м) с прослоями аргиллитов, глин (0,1-0,5 м) и пластами углистых аргиллитов и бурых углей (0,1-0,5 м) – 200 м. 5. Чередование пачек мелкозернистых песчаников (60, 150 м) с редкими прослоями алевролитов и алевролитов (130, 200 м) с прослоями (5-10 м) песчаников и конгломератов, редко углей – 540 м. Мощность свиты по разрезу составляет 1500 м.

На всех уровнях разреза отложения обогащены обугленным растительным детритом. Коэффициент угленасыщенности пород высокий и составляет 5%. В бассейне р. Вагис свита охарактеризована немногочисленными остатками флоры, среди которых А.И.

Поярковой определены: *Alnus koferatoinii* Unger, *Betula priaca* Ett., *B. brongiartii* Ett., *Carpinus grandis* Unger, *Corylus macquarrii* (Forbes) Heer, *Magnolia nordenskioeldii* Heer, *Morus sachalinensis* Bors. В верхах разреза свиты встречаются ядра пеллеципод *Corbicula mgatachensis* Sim., *Yoldia (Cnesterium) nabiliana* Sim., *Macoma* cf. *incongrua* (Mart.). К северу в бассейне р. Пырки известен небольшой по площади выход свиты в ядерной части антиклинали. Он отражает верхи разреза свиты и представлен песками, песчаниками, глинами, алевролитами, аргиллитами с прослоями галечников, конгломератов и бурых углей общей мощностью ориентировочно 300-400 м. Отложения охарактеризованы остатками флоры по составу отвечающие вышеуказанному комплексу и отвечающие, в целом, миоцену.

*Нанивская свита* ( $N_{1nn}$ ) сложена песками от мелко- до крупнозернистых с подчинением им глин, алевролитов, песчаников, галечников, гравелитов, бурых углей и лигнитов. Иногда в основании свиты наблюдаются конгломераты и следы размыва отложений подстилающей ее вагисской свиты. Отдельные выходы свиты наблюдаются от района оз. Сладкое на севере, до верховьев рек Лангры и Пырки на юге.

По данным Г.С. Ведерникова (1981) наиболее полно свита представлена в южной части. Здесь низы ее (300 м) сложены светлыми разнозернистыми песками с прослоями (0,5-2 м) глин, алевролитов и линзами (0,1-0,2 м) галечников. Обломочный материал последних состоит из мелкой гальки кремнистых, эффузивных и редко осадочных пород. Верхняя часть свиты (750-800 м) – угленосная и представлена преимущественно мелкозернистыми глинистыми песками и подчиненными им алевролитами, слагающими горизонты мощностью 20-80 м. По всему разрезу отмечаются прослой и пласты (0,2-1,4 м) серых глин, лигнитов и бурых углей.

В верховьях р. Пырки в низах свиты обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, главным образом, покрытосеменных. Наряду с ними широко распространены *Alnus* и *Betula*, а также отмечаются *Myrtaceae*, *Yuglans*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Zelkova*, *Tilia*. Много пыльцы *Taxodiaceae*, *Taxaceae*, *Tsuga* и спор *Osmunda*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, определенные А.Н. Александровой как миоценовые.

Севернее, близ пос. Новый Путь, нанивская свита имеет более грубый состав. В низах она сложена базальными конгломератами (0,1-0,3 м), вверх по разрезу переходящими в средне-крупнозернистые пески (3-4 м) с многочисленными линзами галечников и гравелитов. Выше наблюдается толща (900 м), сложенная преимущественно песками. В нижней части ее разреза (125-200 м) – разнозернистые пески с линзовидными прослоями (0,3-1,5 м) галечников, редко – вязких глин и лигнитов. Средняя часть (230-300 м) сложена преимущественно крупнозернистыми, меньше мелко-среднезернистыми и гравелистыми пес-

ками с пропластками алевроитовых глин и углей в низах и прослоями галечников и гравелитов – в верхах ее разреза. Верхняя часть свиты (175-400 м) сформирована песками, часто глинистыми и слюдистыми с прослоями (0,5-2 м) бурых глин. Повсеместно встречаются прослои лигнитов мощностью 0,5-1,2 м.

В бассейне р. Сладкая в верховьях свиты В.К. Гороховым (1962) собраны *Acila* sp., *Nuculana majamraphensis* Khom., *N. pernula* (Müll.), *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* Slod., *Y. thraciaeformis* (Storer), *Serripes grönlandicus* Chem., *Gomphina (Liocyra) fluctuosa* Gould, *Tellina lutea* Gray., *Macoma calcarea* (Chem.), *Turritella* sp., *Natica* sp. (опр. Р.Ф. Фурсиной).

Юго-восточнее, в верховьях р. Бол. Юхта, нанивская свита представлена песчанистыми алевролитами и глинами с линзами (1,5-2 м) мелкозернистых глинистых песчаников и бурых углей (0,1-0,6 м), содержащих позднемиоценовый спорово-пыльцевой комплекс. В среднем течении р. Лангры в составе свиты возрастает количество песчаников до их преобладания.

Общая мощность свиты не превышает 1500 м. На левобережье р. Романовка в низах свиты собраны остатки растений *Salix varians* Goepp., *S.* sp., *Phragmites* sp. (опр. М.О. Борсук), характеризующие континентальные и прибрежно-морские условия осадконакопления миоцена и плиоцена. На основании спорово-пыльцевых спектров и немногочисленных находок фауны, нанивская свита относится к верхнему миоцену.

### 1.6.3. Островная суша

#### Охинско-Дагинская подзона

##### 1.6.3.1. Палеоген

##### Эоцен-олигоцен

*Даехуринская свита* ( $\{_{2-3}dh$ ) совместно с уйнинской слагает тектонический блок, выходящий на дневную поверхность, в южной части подзоны в бассейне р. Даги (Евсеев, 1990). Здесь она представлена пачкой (600 м) монотонно переслаивающихся алевролитов и аргиллитов кремнистых и опоковидных с прослоями (5-10 м) песчаников, линзами мелкогалечных конгломератов, конкрециями (0,1-2 м) мергелей и редкими валунами и глыбами (до 2 м) изверженных пород. Мощность свиты в этой части листа колеблется от 325 до 600 м. Характерной особенностью пород свиты является их обогащенность органическим веществом (0,6% органического углерода). Содержание битума составляет в среднем 0,04%. Интенсивная трещиноватость пород в комплексе с этими признаками позволяет рассматривать свиту как возможный объект для поисков нефти и газа. Свита охарактери-

зована фауной моллюсков *Nuculana robai* Kur., *N. tumiensis* Laut., *Malletia poronaica* (Yok.), *Yoldia kovatschensis* (Slod.), *Y. Nitida* (Slod.), *Y. cooperi* Gabb, *Y. tokunagai* Yok., *Y. cf. expansa* Takeda, *Venericardia cf. tumiensis* Khom., *Cardita pilvoensis* Khom., *C. tokunagai* Yok., *Macoma simizuensis* L. Kisht, *Malletia ex gr. inermis* (Yok.), *Palliolium (Delectopecten) cf. watanabei* Yok.

В пределах северной части подзоны даехуринская свита на поверхность не выходит и вскрыта только скважинами на востоке в Охинско-Эхабинском районе. Она сложена алевролитами, песчаниками, аргиллитами кремнистыми и опоковидными; прослоями опок и конгломератов (Коновалов, 2010). По данным бурения, свита с размывом и угловым несогласием залегает на образованиях Хоккайдо-Сахалинской СС. Базальный горизонт свиты мощностью около 20 м представлен конгломератами и разнозернистыми до гравелистых песчаниками, обломочный материал которых состоит из эффузивов основного состава и туфогенных песчаников. Базальный горизонт перекрывается пачкой (210 м) песчаников глинисто-кремнистых мелко-среднезернистых с пластами песков и маломощными прослоями глин, кремнистых аргиллитов и алевролитов с вкрапленностью пирита. Верхняя часть свиты (290 м) представлена песчаниками и алевролитами (примерно в равных соотношениях). Вскрытая мощность свиты – 520 м. В восточном направлении в зоне поднятия фундамента даехуринская свита выклинивается.

В отложениях даехуринской свиты собрана фауна фораминифер *Ammodiscus sakhalinensis* V. Kusn., *Haplophramoides laminatus* Vlosh., *Cyclammmina pacifica* Beck., свидетельствующие об эоцен-олигоценном возрасте вмещающих ее отложений.

### 1.6.3.2. Неоген

#### Миоцен

*Уйнинская свита* ( $N_{1un}$ ) в северной части территории подзоны на дневную поверхность не выходит и вскрывается на глубине 1500-1700 м Гыргыланьинской параметрической скважиной (Коновалов, 2010). Свита сложена алевролитами с многочисленными прослоями аргиллитоподобных глин, аргиллитов и песчаников. На юге в бассейне р. Даги и руч. Горный (Евсеев, 1990) свита закартирована на дневной поверхности, слагая ядро антиклинальной складки. Здесь состав ее представлен алевролитами и аргиллитами с прослоями глин и песчаников. Взаимоотношения с подстилающей даехуринской свитой повсеместно согласные, иногда с постепенным (на юге), а на севере с резким переходом от кремнистых алевролитов к переслою алевролитов с песчаниками. В составе уйнинской свиты выделяются две части. Нижняя часть мощностью 350-500 м представлена чередованием пластов алевролитов, аргиллитов и глин с редкими маломощными прослоями песча-



ников. Верхняя часть разреза свиты (250-325 м) сложена неравномерно переслаивающимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками. Отмечается увеличение в составе свиты песчаников (до 25%) в направлении к осевой части Восточно-Сахалинской антиклинорной зоны. В северной части подзоны в этом же направлении отмечается выклинивание свиты. Общая мощность свиты колеблется от 600 м на севере до 1000 м – на юге.

Свита охарактеризована фауной моллюсков миоценового возраста, среди которых В.О. Савицким и Л.А. Поповой определены: *Nuculana cf. tatarica* Kogan, *N. (Sacella) aff. chusiensis* Laut., *N. aff. smekhovi* Laut., *Yoldia ex gr. carussata* Slod., *Y. Portlandella scapha* Yok., *Macoma ex gr. simizuensis* L. Krisht., *M. cf. asagaiensis* Mak., *Conchocela cf. bisecta* Conrad, *Acilla (Truncacila) sp.*, *Tellina sp.*

*Дагинская свита* (N<sub>1dg</sub>) сложена преимущественно песчаниками с подчинением им прослоев алевролитов, песков, глин, аргиллитов, гравелитов, конгломератов, бурых углей.

В северной части подзоны выходы дагинской свиты известны только по данным буровых скважин в Охинско-Эхабинском и Сабинском районах (Коновалов, 2010). Единичные незначительные по площади выходы ее на дневную поверхность южнее в районе г. Катлани и в бассейне верховьев р. Паромай (лист N-54-XXIX). Наибольшим распространением свита пользуется на территории листа N-54-XXX в бассейне рек Даги – Мал. Даги, где находится стратотипическая местность ее развития. По данным ГС-200 (Евсеев, 1990) на этой территории свита расчленена на три подсвиты. Взаимоотношения свиты с подстилающей ее уйнинской свитой согласные. Контакт свит четкий, резкий и определяется по подошве пласта песчаников, залегающего на скорлуповатых алевролитах подстилающего стратона. В составе свиты повсеместно по площади и на всех уровнях ее разреза преобладают песчаники. Нижняя треть разреза (600-800 м) – это песчаники мелкозернистые, алевролитистые с прослоями алевролитов и глин, количество которых несколько увеличивается в верхней его части. Среди песчаников отмечаются разности более грубозернистые с рассеянным в них гравийно-галечным материалом. С запада на восток в разрезе нижней части свиты увеличивается роль пелито-алевролитовых пород. С этой частью разреза свиты связаны многочисленные нефтепроявления в виде капельно-жидкой нефти, а также промышленные залежи нефти и газа на месторождениях Монги и Набилъ.

Характерный комплекс фауны представлен *Yoldia (Cneasterium) ex gr. kuluntunensis* Slod., *Thyasira disjuncta* (Gabb), *Corbicula cf. mgatschensis* Sim., *Maetra elongate* Laut., *Macoma cf. calcarea* (Chem.), *Ennucula pajakauphensis* (Khom.), *Diocyma sp.*, указывающий на миоценовый возраст вмещающих пород.

Средняя часть разреза свиты сложена континентальными и прибрежно-морскими отложениями, представленными песчаниками, песками, алевролитами с прослоями глин,

аргиллитов, конгломератов, бурых углей, углистых аргиллитов с конкрециями сидеритов и известковистых песчаников. В западном направлении при удалении Восточно-Сахалинского антиклинория в составе свиты увеличивается количество и мощности пластов глин, аргиллитов и конгломератов, ассоциирующих с прослоями известковистых песчаников. Мощности разреза средней части свиты колеблются от 300 до 600 м.

Описываемые отложения охарактеризованы остатками моллюсков миоцена, среди которых В.О. Савицким определены: *Corbicula mgatschensis* Sim., *C. cf. gabbiana* Hend., *C. matschiensis* Laut., *C. adamensis* Laut. Наряду с ними встречаются: *Mya* sp., *Macoma* sp., *Yoldia (Cnesterium)* ex gr. *nabiliana* Sim., *Nuculana* ex gr. *tatarica* Kogan, *Acilla* sp.

Верхняя часть разреза свиты сложена преимущественно песчаниками и песками с прослоями и линзами алевролитов, глин, гравелитов, конгломератов и бурых углей. Характерно присутствие в ее составе округлых выделений сингенетических осадков, конкреций известковистых песчаников с остатками фауны моллюсков. В направлении с востока на запад в составе верхней части подсвиты увеличивается количество алевро-пелитовых разностей пород, а на завершающем этапе ее осадконакопления – конгломератов, гравелитов и гравелистых песчаников. В этом же направлении возрастает (до 900 м) мощность этой части подсвиты. Общая мощность дагинской свиты .....

Верхняя часть отложений свиты содержит остатки: *Yoldia (Cnesterium) supraoregona* Khom., *Y. (Cnesterium) anastasia* Khom., *Y. (C.) kuluntunensis* Slod., *Y. (C.) nabiliana* Sim., *Y. (C.) nabilis* var. *Dagiensis* Popova, *Thyasira disjuncta* (Gabb), *Nucula khomenkovi* Kogan, *N. pajakauphensis* Khom., *Nuculana praerobai sachalinensis* L. Krisht., *N. cf. majamraphensis* Khom., *N. (Sacella) shinaensis* Ljina, *Serripes glönländicus* Chem., *Clinocardium shinjensis* (Yok.), указывающие на миоценовый возраст отложений (опр. В.О. Савицкого).

*Окобыкайская свита* (N<sub>1ok</sub>) сложена песками, песчаниками, глинами, алевритами, алевролитами, аргиллитами; бурыми углями и лигнитами. Наиболее полно свита представлена в центральной и восточной частях территории Северного Сахалина. В большинстве случаев наблюдаются согласные взаимоотношения окобыкайской свиты с подстилающей дагинской. Лишь на юго-востоке в бассейне р. Даги окобыкайская свита залегает на дагинскоц с размывом и стратиграфическим несогласием, что подтверждается резким сокращением мощности верхней части дагинской свиты на этом участке и обилием гравийно-галечного материала в низах окобыкайской свиты (Евсеев, 1990).

Повсеместно окобыкайская свита представлена песчано-глинистыми образованиями. В направлении с северо-востока на юго-запад наблюдается постепенный переход относительно глубоководных морских отложений к мелководным и лагунным (Ведерников,

1981), что определяет наличие локально проявленных перерывов в осадконакоплении, о чем говорилось выше.

В центральной части описываемой территории листа, по данным ГС-200 (Ведерников, 1981), окобыкайская свита представляется как нерасчлененная, а в восточной – она расчленена на три подсвиты. Но в обоих случаях отмечается единая закономерность в строении ее разреза с некоторым преобладанием глинистых пород в его низах и песчаных – в верхней половине. С запада на восток возрастает мощность свиты от 1500 м до 2900 м. В центральной части территории в бассейне верховьев р. Большая (Ведерников, 1981) в составе нижней части разреза свиты (250-800 м) глинистые породы либо преобладают, либо находятся в равных соотношениях с песчаниками, слагая маркирующие горизонты мощностью до 200 м. Глинистые горизонты представлены переслаиванием (через 0,5-6 м) глин, алевролитов и аргиллитов с линзами (до 2 м) мелкозернистых глинистых, иногда известковистых песчаников с гнездами гравийно-галечного материала. Горизонты песчаников более однородны по составу, лишь иногда в них отмечаются пласты (3-6 м) песчаных глин, алевролитов и аргиллитов. Эта часть разреза охарактеризована обильным комплексом фораминифер: *Ammomarginulina plana* Volosh., *Ammodiscus masilentus* Chap., *Haplophragmoides carinatus* Cash., *Elphidiella nabilensis* Volosh. и др., свидетельствующие о формировании вмещающих их отложений в мелководной лагуне (Барбасевич, 1967). В этом же районе верхняя часть свиты (800-1400 м) представлена песками с мощными (80-200 м) горизонтами глинистых (переслаивание глин и алевролитов с линзами песков) и глинисто-песчаных (плотные пески и алевролиты с редкими прослоями глин мощностью 0,3-2 м) пород. Немногочисленные остатки фораминифер: *Haplophragmoides carinatus* Cash. Et Renz., *Buccella sabconica* (Bad.) *planconvexa* Volosh. и др., по определению Н.А. Барбасевича, указывают на образование пород в лагунных условиях.

Восточнее, в междуречье Пильтун-Кадыланьи-Сабо мощность свит возрастает до 2900 м и она состоит из трех частей (Ведерников, 1981). Нижняя часть (300 м) сложена плохо отсортированными переслаивающимися через 0,5-6 м алевролитами, аргиллитами и глинами, с редкими прослоями песчаников. Средняя часть (100-1700 м) представлена алевролитистыми и глинистыми плотными песками и глинистыми песчаниками с многочисленными прослоями (2-20 м) алевролитов, алевролитов, аргиллитов и глин. Верхняя часть (700-900 м) образована плохо отсортированными мелкозернистыми песками с обильной галькой и гравием и редкими прослоями алевролитов и песчаных глин, а также многочисленными линзами (0,1-1,2 м) бурых углей и лигнитов. Нижняя часть разреза свиты охарактеризована комплексом сравнительно глубоководных фораминифер: *Cyclammina praecancellata* Volosh., *C. postpilvoensis* Volosh., *Haplophragmoides indentatus* Volosh. и др.

В средней части появляются более мелководные формы: *Rhabdammina* sp., *Circus semmiinvolutus* Volosh., *Buccella* ex gr. *eitronea* Leon., *B. frigida* (Cush.) и др.

В отложениях свиты собраны многочисленные остатки фауны, флоры и спорово-пыльцевые комплексы. По присутствию остатков *Nucula psjakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *Macoma optiva* (Yok.) и корреляции с другими стратиграфическими подразделениями о-ва Сахалин возраст окобыкайской свиты установлен как позднемиоценовый.

В восточной прибрежной части о-ва Сахалин отложения окобыкайской свиты перекрыты нутовской свитой и изучены по разведочным буровым скважинам на промысловых площадях. По этим данным свита расчленена на три подсвиты, по составу, в целом, отвечающие вышеописанному разрезу.

Нижняя подсвита мощностью 1600 м представлена песчаниками и алевроитовыми и аргиллитоподобными глинами, глинистыми и песчанистыми алевролитами, аргиллитами и алевроитовыми песками, согласно залегающими на дагинской свите. В низах подсвиты (500 м) глинистые породы преобладают над песчанистыми, а в верхней части (1100 м) – они находятся в сравнительно равновесном соотношении. Отложения содержат глубоководную морскую фауну: *Nuculana (Sacella) shinaensis* Iijina, *N. (Sacella) taphria* Dall., *N. (Sacella) crassatelloides* Laut., *N. (Sacella) pernula* Yok., *N. chechalisensis* Neaver. и др. Анализ многочисленных сборов остатков фораминифер на различных уровнях разреза нижнеокобыкайской подсвиты свидетельствует о тенденции к обмелению морского бассейна к концу времени накопления этих осадков.

Средняя подсвита (200-350 м) сложена преимущественно мелко-среднезернистыми песками и слабо диагенизированными песчаниками с линзовидными прослоями слоистых глин, алевролитов и алевроитов мощностью до 15 м. Отмечаются пачки (10-20 м) тонкого флишоидного переслаивания этих пород. Остатки фауны в отложениях свиты редкие. Наиболее часто встречаются *Nucula psjakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *N. robai* Kur., *Yoldia thraciaeformis* (Storer), *Y. (Chesterium) cf. ochotensis* Khom. и др. (Ведерников, 1981). Остатки фораминифер: *Buccella*, *Cribrorhynchium*, *Haplophragmoides* и др. указывают на осадконакопление в постепенно мелеющем морском бассейне.

Верхняя подсвита (200-500 м) выходит на дневную поверхность узкой полосой близмеридиональной направленности вдоль разлома от низовьев р. Кадаланьи до р. Пилтун, а в большей своей части вскрыта буровыми скважинами в восточной части побережья. Подсвита состоит преимущественно из мелкозернистых слюдистых песков и песчаников и меньше – слоистых глин, глинистых алевроитов. На отдельных участках отмечается преобладание глинистых фаций, либо приблизительно равное количество песчаных и

глинистых разностей пород. Подсвита достаточно полно охарактеризована фауной брахоипод и фораминифер, отвечающих мелководному комплексу органики, преимущественно позднего мела.

Южнее, в бассейне рр. Гаромай-Даги (Евсеев, 1990) окобыкайская свита сложена глинами, алевролитами, алевролитами, с подчинением им песков, песчаников и аргиллитов. На дагинской свите она залегает трансгрессивно. В бассейне р. Даги, где выделен стратотипический разрез свиты, она сложена преимущественно глинами, меньше – алевролитами, аргиллитами и алевролитами. Пласты песков и песчаников мощностью 0,1-2 м встречаются редко. Общая мощность свиты составляет 800-900 м. В северном направлении от стратотипа мощность свиты увеличивается до 1500 м. Низы ее (160 м) сложены песчанистыми алевролитами с маломощными прослоями песчаников. Выше залегает толща (1200-1240 м) алевролитистых глин с прослоями (1-4, редко до 10 м) алевролитов и песчаников. Завершает разрез свиты здесь пачка (200 м) переслаивания алевролитов, песчаников и глин с преобладанием последних.

Породы окобыкайской свиты оцениваются как обладающие высокими коллекторскими свойствами, что подтверждается многочисленными проявлениями и промышленными залежами нефти и газа, приуроченных к пластам песков и песчаников этого стратона.

Окобыкайская свита охарактеризована повсеместно собранными многочисленными остатками фауны и флоры. Типичными представителями морской фауны являются, по определениям В.О. Савицкого, Л.А. Поповой и А.И. Коробкова, *Thyasira disjuncta* (Gabb), *Nucula psjakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *Nuculana (Sacella) shinaensis* Iljina, *Liocyra fructuosa okobikaensis* Popova, *L. Fluctuosa* (Gould.), *Cardita beringiara* Slod., *Margarites* sp., *Macoma dissimilis* (Mart.), *M. calcarea* (Chem.), *Tellina clivosa* Böhm, *Yoldia* ex gr. *boatasiensis* Popova, *Acila* sp., *Neptunea despecta gigantea* Khom. и др., характеризующие позднемиоценовый возраст свиты.

#### Миоцен-плиоцен

*Нутовская свита* (N<sub>1-2nt</sub>) наиболее широко, по сравнению с другими стратонами кайнозоя, распространена в северной части о. Сахалин. В пределах Лангрийско-Энгицпальской подзоны свита сложена континентальными, лагунными и мелководно-морскими, в Охинско-Дагинской подзоне – мелководно-морскими терригенными отложениями. Это пески, песчаники, алевролиты, алевролиты с прослоями глин, аргиллитов, линзовидными телами гравелитов, галечников, конгломератов, пластами бурых углей и лигнитов.

Нутовская свита в большинстве случаев (Ведерников, 1978, 1981, Коновалов, 2010) согласно перекрывает подстилающие ее отложения вышеупомянутых подзон: нанивскую и окобыкайскую свиты. На юго-западе в пределах Лангрийско-Энгизпальской подзоны в бассейне рек Мал. Вагис-Уанга, по данным В.Ф. Евсеева (1990), нутовская свита со значительным перерывом (отсутствие нанивской свиты) и размывом перекрывает вагисскую свиту. В основании нутовской свиты здесь наблюдаются базальные конгломераты. В центральной и северной частях подзоны отношения нутовской свиты с подстилающей нанивской согласные.

Нижняя часть свиты сложена грубозернистыми косослоистыми песками с линзами (1-2 м) галечников и гравелитов общей мощностью 150 м. Выше по разрезу они сменяются толщей (650 м) слюдистых мелкозернистых косослоистых песков, по простиранию иногда переходящих в плохо отсортированные разнозернистые пески с прослоями глин (1,5-2 м), лигнитов, бурых углей (0,3-1,5, редко до 0,7-3,2 м), реже галечников и гравелитов. Мощность этой части разреза свиты составляет 800-1000 м на севере подзоны и колеблется от 400 до 1000 м в центральной и южной ее частях.

Верхняя часть разреза свиты сложена мелкозернистыми песками, среди которых увеличивается снизу вверх роль разнозернистых, крупнозернистых и гравелистых разновидностей. Среди них отмечаются прослои алевролитов, алевролитов, меньше – глин, иногда слагающих пачки переслоя этих пород мощностью от десятков до нескольких сотен метров. Снизу вверх по разрезу в породах увеличивается примесь гравийно-галечного материала, вплоть до формирования им отдельных прослоев и линз. Разрез верхней части свиты на юге подзоны изучен в бассейне рек Хунмакта – Ланчан (Евсеев, 1990), где его представляют: 1. Алевролиты буроватые – 90 м. 2. Пески мелкозернистые, иногда глинистые и с рассеянным кремнистым гравием – 120 м. 3. Алевролиты слюдистые – 120 м. 4. Пески разнозернистые, гравийные, иногда глинистые, в верхах с прослоями алевролитов – 220 м. 5. Аргиллиты – 60 м. 6. Алевролиты с прослоями песков мелкозернистых, изредка гравийных, аргиллитов и лигнитов – 80 м. 7. Переслой песков (10-35 м), аргиллитов (15-30 м), глин (15-20 м) с отдельными прослоями алевролитов (50 м), песчаников (45 м) и углей (5 м) – 320 м. 8. Аргиллиты с линзами среднезернистых, гравелистых песчаников – 30 м. 9. Пески мелкозернистые – 40 м. Предполагается перекрытие их крупнозернистыми песками, обогащенными гравийно-галечным материалом, часто косослоистыми и переходящими в гравийники (300 м). Выше по разрезу они сменяются песками мелкозернистыми с прослоями (10-20 м) крупнозернистых песков, гравийников, алевролитов, глин и песчаников (700 м). Общая мощность верхней части нутовской свиты в пределах Лангрийско-Энгизпальской подзоны колеблется от 200-3200 м, а всей свиты – достигает 4200 м.

В отложениях свиты Лангрийско-Энгизпальской подзоны обнаружены (Ведерников, 1981) спорово-пыльцевые комплексы голосеменных *Pinaceae* - *Pinus* s/g *Haploxyylon*, *Picea*, *Tsuga* и редко – *Taxodiaceae*. Покрытосеменные представлены пыльцой *Alnus*, *Alnaster*, *Betula*. Из споровых, кроме того, встречаются *Polypodiaceae* и *Osmunda*, характерные для восточного побережья о. Сахалин. По данным Г.С. Ведерникова (1981), отложения нутовской свиты в пределах подзоны охарактеризованы единичными находками морских неогеновых диатомовых водорослей *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *C. insignis* Jouse, *C. mediatatus* Hanna (определения Л.А. Струве). В южной части Лангрийско-Энгизпальской подзоны (Евсеев, 1990) отложения свиты охарактеризованы морской фауной. В низах разреза это *Yoldia (Cnesterium) anastasia* Khom., *Y. (C.) nabiliana* Sim., *Y. (C.) ochotensis* Khom., *Y. (C.) kuluntunensis* Slod., *Maetra (Spisula) voyi* (Gabb.), *M. (Pseudocardium?)* sp., *Liocyta fluctuosa* (Gould.), *Serripes grönlandicus* (Chem.), *Macoma calcarea* (Chem.), *M. cf. incogrua* (Mart.), *Siliqua* sp. indet (определения А.И. Коробкова, Л.А. Поповой), свидетельствующие о миоценовом возрасте вмещающих пород.

#### Охинско-Дагинская подзона

В северной части подзоны (лист N-53-XXIII-XXIV, Коновалов, 2010) нутовская свита согласно перекрывает подстилающую ее окобыкайскую свиту. Отличие от подстилающих отложений выражено более светлой окраской пород нутовской свиты и обогащением их обугленным растительным детритом, слюдой, гравием и галькой, представленных в большинстве своем кремнистыми и магматическими породами. В основании свиты залегает пачка гравелитов и песчаников мощностью 70 м, согласно перекрывающая алевролиты подстилающей свиты. Нижняя часть разреза свиты (Коновалов, 2010, Ведерников, 1978) сложена песками, песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, глин, гравелитов, галечников и конгломератов. В пределах Охинского перешейка в составе ее преобладают песчаные породы с подчинением им глинистых разностей. Среди них различаются «песчаные пласты» (переслой песков от мелкозернистых до гравелистых с переходом по латерали в алевро-глинистые отложения) и «глинистые разделы», существенно глинистого состава с маломощными прослоями песков. На этом участке в отложениях низов свиты собраны остатки моллюсков *Nuculana majamraphensis* Khom., *Yoldia (Cnesterium) kuluntunensis* var. *sachalinensis* Khom., *Clinocardium californiensis* (Desh.), а также фораминиферы *Haplophragmoides impressus* (Volosh.), *Islandiella sulcata* (Volosh.) и др. (Коновалов, 2010), определяющие миоценовый возраст вмещающих отложений.

В районе залива Колендо, в составе этой части разреза свиты увеличивается количество алевролитов и мощность пачек переслаивания глин и песков, появляются прослои

песчаников, при главенствующей роли песков. Иногда (междуречье Бол. Нельма – Волчанка) в составе разреза появляются пачки ритмичного переслаивания песчано-глинистых отложений. На этом участке отложения свиты охарактеризованы остатками моллюсков *Acila (Truncacila) insignis* (Gould.), *Chlamys farreri nipponensis* Kur., *Macoma calcarea* (Chem.) и др., а также фораминифер *Elphiditella* ex gr. *oregonensis* (Cush. et Grand), *Buccella frigida* (Cush.), определяющие возраст вмещающих пород как миоцен-плиоценовый.

К югу, в междуречье Эрри-Сабо (Ведерников, 1981), отмечается наиболее четкое ритмичное переслаивание пород при мощности «песчаных пластов» от 40 до 225 м, а «глинистых разделов» – 10-20 м, редко до 50 м. Последовательность смены пород в переслое (от глин к пескам) отвечает регрессивному ритму. Мощность отложений низов свиты на этом участке – 1000 м. Здесь найдены многочисленные остатки моллюсков *Nucula pajakauphensis* Khom., *Nuculana majamraphensis* Khom., *Yoldia (Cneasterium) kuluntunensis* Slod. var. *sachalinensis* Slod., *Y. (C.) supraoregona* Khom., *Gomphina (Liocyra) fluctuosa* (Gould.) var. *sabfluctuosa* Khom. и др. (Ведерников, 1981), отвечающие раннему плиоцену.

Далее к югу (междуречье Сабо-Кадыланьи-Кенига) возрастает роль песчаных пород с увеличением мощности «песчаных пластов». В бассейне рек Кадыланьи-Оссой (Ведерников, 1981) ритмичность в переслое песчано-глинистых пород сохраняется только в нижней части низов свиты мощностью 300-350 м. При этом мощность песчаных прослоев с линзами (0,5-3 м) глин и алевролитов составляет 20-60 м, а глинистых – не превышает 25-50 м. Верхняя часть разреза сложена преимущественно мелко- и среднезернистыми песками с линзовидными прослоями глинистых песчаников (до 2 м), гравелитов и галечников (0,1-0,4 м), редко тонкослоистых алевролитов и глин (1-2 м). Мощность верхней пачки уменьшаются с севера на юг от 800 до 460 м.

На этой площади собраны остатки морской фауны (Ведерников, 1981): *Nucula pajakauphensis* Khom., *Serripes glönländicus* Chem., *Chione (Securella) secures* Shum., *Dosinia* sp., *Gomphina (Liocyra) fluctuosa* (Gould.), *Macoma nasuta* Congr., *M. calcarea* (Chem.) и др. раннего плиоцена. В бассейне рек Пильтун, Паромай в песках отмечаются прослои (до 6 м) глин и глинистых алевролитов, к которым приурочены линзы (0,1-0,5 м) лигнитов. Здесь же в низах свиты наблюдаются линзы (2-15 м) глинистых мелкозернистых песчаников с остатками *Scissurata* Dall., *Taras (Felaniella) usta* (Gould.), *Macoma nasuta* Congr., *Maetra (Spisula) polynuma* Stimp. var. *voyi* Gabb., *Cryptomya* cf. *californica* Congr.

Кроме моллюсков, породы содержат фораминиферы (Ведерников, 1981), свидетельствующие о формировании отложений в мелководном морском бассейне с пониженной соленостью и низкой температурой воды.



Верхняя часть разреза свиты на севере подзоны, по данным Г.С. Ведерникова (1978), начинается светлоокрашенными мелко- среднезернистыми песками (60 м) с рассеянной галькой (до 20-30%) переходящими в галечники и конгломераты, что предполагает возможность локально проявленного размыва внутри ее разреза. Выше эта пачка сменяется песчаными глинами (120 м), на которых залегают пески (30 м), а затем глины (100 м) с прослоями песков. В верхах разреза преобладают пески (300 м) с редкими прослоями глин, галечников и лигнитов. Мощность наблюдаемой части свиты – 600 м.

В районе зал. Хангуза, в составе верхней части нутовской свиты выделяется 5 горизонтов, каждый из которых сложен песками. Нижний горизонт (175 м) представлен песками разнозернистыми с многочисленной галькой кремнистых пород и остатками *Macoma calcarea* (Chem.), *M. echabiensis* Slod., *Modiolaria nigra* (Gray), *Serripes grönlandicus* (Brüg.), *Taras (Felaniella) usta* (Gould.). Выше залегают пачка песчаников (65 м), переслаивающихся с алевролитами и глинами с остатками *Spisula (Hemimastra) polynuma* (Stimp.), *Macoma cf. calcarea* (Gmelin), *Modiolaria nigra* (Gray), *Mya arenaria* Linne, *Serripes grönlandicus* (Brüg.). Далее разрез наращивается песками гравелистыми и разнозернистыми с редкими прослоями глин и пачками переслаивания песков и глин (152 м), затем пачкой тонкого переслаивания песков глинистых и алевролитовых с прослоями глин и гравелистых песков с остатками *Macoma baltica* Linne (133 м). Завершают разрез пески разнозернистые с многочисленной галькой, с прослоями и линзами (до 0,1 м) крупнозернистых и гравелистых песков и горизонтами (0,3-2,0 м) тонкого чередования песков, глин и алевролитов (200 м). Мощность наблюдаемой части свиты – 725 м.

В западном направлении в основании верхней части разреза свиты наблюдаются средне- и разнозернистые до гравелистых иногда косослоистые пески мощностью 150 м. В этой части площади плохо сортированные по зернистости пески резко преобладают в составе свиты, местами отмечаются прослой глины, лигнитов и бурых углей. Мощность верхней части свиты на востоке составляет 3000 м, а к западу сокращается до 2000 м. В большей своей части отложения свиты в северной части территории подзоны являются немymi и только локально встречается большое количество остатков фауны моллюсков, фораминифер, реже диатомовых водорослей и растительных отпечатков. Среди моллюсков присутствуют *Acila (Truncacila) insignis* (Gould.), *Pecten (Fortipecten) takahashii* Vok., *Chlamys (Chlamys) farreri nipponensis* Kur., *Ch. (Chlamys) swiftii* (Bern.), *Anomya (Pododesmus) macroshisma* Desh., *Mytilus (Mytiloconcha) coalingensis* Arn. и многие другие формы с несомненностью указывающие на их средне-позднемиоценовый возраст (Ведерников, 1978).

Грубозернистые отложения на разделе нижней и верхней частях разреза нутовской свиты прослеживаются в южном направлении вплоть до бассейна рек Оссой-Горомай. Так, в междуречье Эрри-Сабо в основании верхней толщи залегают грубозернистые пески (30-40 м) с гравием и мелкой галькой, а также редкими линзами известковистых песчаников с многочисленными остатками *Spisula (Hemimastra) polynuma* (Stimp.) subsp. *voyi* (Gabb.), *S. adotymovenssis* Laut., *S. tengiensis* L. Krisht. Выше по разрезу они сменяются мелкозернистыми глинистыми песками и алевролитами с многочисленными пластами глин (5-20 м), единичными прослоями (2-5 м) средне-крупнозернистых песков, пачками переслаивания алевролитов, глин и песков с линзами (до 1,5 м) лигнитов. Мощность этой части разреза 1300 м. Выше они перекрываются толщей (350-400 м) в низах которой преобладают средне-крупнозернистые косослоистые пески (150-200 м) с линзами галечников и гравелитов редко алевролитов и глин (3-5 м), а верхи сложены преимущественно алевролитами и песками. Завершает разрез нутовской свиты на этом участке толща (680 м) аналогичного строения. Низы ее представлены разнозернистыми песками с горизонтами гравелитов и крупнозернистых песков (2-3 м), а верхи – мелкозернистыми песками. Общая мощность верхней части разреза нутовской свиты здесь составляет 2400 м. В этих отложениях собраны остатки *Yoldia (Cneasterium) sp.*, *Anadara (Anadara) devincta* (Conr.), *Pecten sp.*, *Cardita sp.*, *Corbicula ex gr. japonica* Primo и др. (Ведерников, 1981).

Южнее, в нижнем течении рек Кадалыньи, Паромай и Пильтун, в составе верхов нутовской свиты резко возрастает роль песчаных разностей пород. В нижней половине разреза (1560 м) преобладают пески от мелко- до гравелистых с горизонтами (175-250 м) известковистых песчаников. В низах этой толщи отмечаются пласты (1-20 м) вязких глин с линзами лигнитов (0,3-1 м) и гравелитов (0,3-3 м). Толща охарактеризована многочисленными остатками моллюсков (Ведерников, 1981). Верхняя толща (700-1300 м) представлена мелкозернистыми песками с пластами (3-4 м) глин, а в средней части с горизонтами мелко-среднезернистых песчаников (250 м). В низах толщи отмечаются линзы (0,3-1 м) гравелитов. Общая мощность верхней части свиты на этом участке около 3000 м. Здесь собраны остатки фауны моллюсков, фораминифер, а так же пыльца и споры голо- и покрытосеменных, определяющие возраст отложений средне-позднемиоценовым (Ведерников, 1981).

В крайне южной части подзоны верхняя часть нутовской свиты мощностью 2900 м сложена преимущественно песками разнозернистыми плохо отсортированными с подчиненными им прослоями (0,1-0,15 м) гравийников и галечников, редкими прослоями (до 5 м) алевролитов с примесью песчаного материала и алевролитов (1-5 м). Гравийно-галечные разности пород сложены в большинстве своем кремнистыми породами, среди которых

преобладают разнообразно окрашенные халцедоны. С этими отложениями связаны проявления поделочных камней в бассейне рек Теньги и Вал.

Эти отложения охарактеризованы остатками моллюсков, наиболее характерными из которых являются *Pecten (Portipecten) takahashii* Yok., *Gomphina (Liocyma) fluctuosa* (Gould.), *Pseudocardium densatum* (Cong.), *Mya arenaria* Linne, *Mytilus* sp., *Macoma* sp. indet., *Polinicea* sp., определяющие верхний возрастной предел нутовской свиты плиоценом.

#### 1.6.4. Акватория

##### Северо-Сахалинский бассейн

Большее половины акваториальной части листа N-54 занимает Северо-Сахалинский бассейн (ССБ). На акватории исследованного района распространены осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования кайнозойского возраста, слагающие чехол. Основой сейсмостратиграфического расчленения разреза послужили сейсмические материалы (Ковтунович, 2008). Основным геологическим разрезом является комплексный широтный геотраверс 1-ОМ через всю акваторию листа N-54 [Сакулина, 2010]. Возрастная привязка выделенных подразделений осуществлялась по данным параметрического бурения: скв. Магаданская-1, скв. Астраханская-2, скв. Медведь-1 и Тойская-1, нефтепоисковых скважин, а также по материалам опорных разрезов палеогена и неогена (Пильский и Мачигарский разрезы п-ова Шмидта) [Гладенков и др., 1998; Экосистемы..., 1999]).

Основные структуры складчатого основания сухопутного обрамления исследованного района до пересечения со структурами Хоккайдо-Сахалинской складчато-надвиговой системы ориентированы в северо-восточном направлении и прослеживаются в акваторию, судя по аномальным потенциальным полям, на расстояние до 200-300 км. Поэтому можно предположить, что и вещественный состав **акустического фундамента** в акватории на этом протяжении сохраняет литолого-формационную специфику соответствующих блоков суши Западно-Охотоморского континентального обрамления (Амуру-Охотский юрско-меловой вулканоплутонический блок и восточнее – Селемджино-Охотская и Сихотэ-Алинская складчатые системы). В акватории Охотского моря породы фундамента изучены в прибрежной полосе (лист ГК N-54-XXI) и к северо-востоку от площади листа на банке о-ва Святого Ионы, где со дна моря подняты мезозойские-раннекайнозойские(?) метаморфизованные осадочные породы.

Рельеф поверхности фундамента характеризуется значительной расчлененностью и резкими перепадами глубины погружения (до 10,0 км) и нередко осложнен субпараллельными сбросовыми ступенями.

**Осадочный чехол** залегает выше надрегионального несогласия, соответствующего поверхности акустического фундамента, которое отражает крупную структурную перестройку Охотоморского региона на пред-рифтовой и ранне-рифтовой стадиях осадочных бассейнов в конце мела-палеоцена.

Стратиграфическое расчленение осадочного чехла выполнено в соответствии с «Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов [Решения..., 1998]». Для всей исследованной акватории принята единая сейсмостратиграфическая шкала, согласно которой выделяются следующие опорные сейсмические горизонты (сверху-вниз): 1, 2, 3(4), 5<sup>a</sup>, 6, 6<sup>a</sup>, 7, 7<sup>2</sup>, Аф. Однако, выраженность этих горизонтов неодинакова для западной и восточной частей листа, что позволяет отличить Пришантарский сегмент Охотско-Шантарского бассейна от Северо-Сахалинского бассейна.

В целом мощность осадочного чехла изменяется от 0 (на выходах пород фундамента на морское дно) до 10,0 км в прогибах.

#### 1.6.4.1. Палеоген

##### Эоцен-олигоцен

##### ***Мачигарский-даехуриинский ССК (<sup>s</sup>P<sub>2-3</sub>mč-dh)***

В основании разреза в углублениях фундамента залегает осадочно-вулканогенный, преимущественно базальтовый комплекс эоцен-олигоценового возраста. Его обычно сопоставляют с нижней частью даехуриинского ССК в Охотско-Шантарском бассейне. В Северо-Сахалинском бассейне (ССБ) базальты в основании чехла не выявлены. Разрез мачигарского-даехуриинского нерасчлененного начинается здесь с осадочных пород – кремнистых и опоковидных алевролитов, аргиллитов и полимиктовых песчаников, мощностью до 2000 м.

Типовой разрез мачигарского комплекса составлен по береговым обнажениям п-ова Шмидта и разрезам скважин – Медведь-1, Тойская-1, Сахалинская-2, Магаданская-1. В ССБ (п-ов Шмидта) этот комплекс имеет следующее строение [Гладенков и др., 2002 г.]: на базальтовых пиллоулавах (K<sub>2</sub>?) несогласно залегают (снизу-вверх):

- угленосно-песчанистая толща: песчаники, пески, глины с линзами и прослоями бурого угля, остатки флоры и моллюсков; пески; мелкогалечные конгломераты и гравели-

ты с базальтовой галькой с остатками моллюсков; песчаники с прослоями алевролитовых конгломератов и линзами угля;

- конгломерато-песчанистая, цикличная толща: конгломератовые песчаники с остатками моллюсков; переслаивание конгломератов, песчаников и алевролитов;

- песчано-алевролитовая толща: конгломераты, песчаники и алевролиты со скоплением моллюсков; чередование песчаников и алевролитов; чередование песчанистых конгломератов и алевролитов с конкрециями карбонатов;

- алевролитовая толща с конкрециями;

- алевролитовая толща.

Мощность мачигарского комплекса в разрезе 415 м.

В Мачигарском опорном разрезе на п-ове Шмидта [Жаров и др., 2013] в угленосных слоях установлен кузьминский палеокомплекс, свидетельствующий об эоценовом возрасте, а в вышележащих отложениях – центрально-тамлевский ПК, характерный для олигоценового времени осадконакопления. В остальной части разреза обнаружен олигоценовый комплекс фораминифер (*Trochamina matschigarica*, *Miliammina sp.*)

В Северо-Сахалинском прогибе нижние горизонты осадочного чехла вскрыты скважиной Тойская-1 на глубине 3250-3800 м. Они представлены олигоценовой толщей аргиллитов и глин с прослоями алевролитов, песчаников и карбонатизированных пород, залегающих на вулканогенно-осадочной толще, предположительно мелового возраста. Возраст осадочных пород подтвержден комплексом фораминифер, имеющим широкое распространение в олигоценовых – эоценовых отложениях Японии, Сахалина, Камчатки. В северной части северо-восточного шельфа Сахалина (скв. Хангузинская-1, инт. 1000-1150 м) отложения более глинистые, здесь отложения мачигарского горизонта несогласно залегают на меловых породах.

По палеонтологическим данным, мачигарский и даехуриинский комплексы на шельфе северного Сахалина имеют эоцен-олигоценовый возраст и являются разнофациальными разновозрастными образованиями [Жаров и др., 2013].

Средняя мощность эоцен-олигоценового комплекса по сейсмическим данным оценивается около 1-3 км: в Алдонском прогибе – 2,4 км, в северной части Северо-Сахалинского мегапрогиба – более 2,4 км.

#### 1.6.4.2. Неоген

##### Нижний-средний миоцен

На мачигарском-даехуриинском ССК со стратиграфическим несогласием залегает ниже-среднемиоценовый **уйнинский-дагинский нерасчлененный комплекс** ( $^SN_1^{1-2}$  *индг*), ограниченный отражающими горизонтами 6 и 7.

Стратотипом **уйнинского** подкомплекса является уйнинская свита (р. Уйни, Сев. Сахалин). В скв. Астрахановская-1 (инт. 1815-1975 м) свита сложена мелкозернистыми песчаниками, переслаиваемыми с глинами и алевролитами, залегающими согласно на даехуриинском горизонте. Раннемиоценовый возраст уйнинского подкомплекса подтвержден комплексом палинофлоры [Жаров и др., 2013].

Стратотипом дагинского подкомплекса служит нижнепильская подсвита в разрезе скв. Тойская-1 (инт. 2466-2905 м), сложенная глинами с прослоями алевролитов, алевропесчаников и карбонатных пород, в которых обнаружены фораминиферы и палинофлора ниже-среднемиоценового возраста. Мощность песчаных пластов изменяется от 11 до 96 м, а глинистых – от 2 до 30 м. Комплекс фораминифер свидетельствует об относительно глубоководных условиях осадконакопления (*Elphidiella simplex Volosh*).

На северо-западном шельфе Сахалина в СКВ. Астраханская-1 дагинскому ССК соответствует одноименная свита с фораминиферами: *Asteroammonia takanabensis* (*Jshizaki*), *Ammonia japonica* (*Hada*) и др. [Жаров и др., 2013].

На шельфе к северу от п-ова Шмидта дагинский ССК вскрыт в разрезе скв. Медведь-1, где в интервале 2589-3099 встречены агглютинированные фораминиферы (*Reophax*, *Haplophragmoides*, *Cyclamina Budashevella*) и секреторные фораминиферы (*Pseudoelphidiella*, *Islandiella*, *Cribroelphidium*, *Ammonia*). Наличие в комплексе аммоний позволяет сопоставлять вмещающие отложения со средней и верхней подсвитами дагинского горизонта стратотипической местности и относить их к концу раннего – началу среднего миоцена [Жаров и др., 2013].

Более широкое распространение уйнинского-дагинского нерасчлененного комплекса по сравнению с нижележащим, свидетельствует о формировании его в условиях расширяющегося морского бассейна. В волновом поле комплекс характеризуется преобладанием субпараллельных прерывистых отражений слабой, реже средней интенсивности, на фоне которых прослеживаются отдельные протяженные высокоамплитудные отражения. Такой характер волнового поля отвечает, скорее всего, тонкослоистым, глинистым, возможно, глинисто-кремнистым толщам внешнего шельфа. Судя по характеру волновой картины, конец раннего – начало среднего миоцена в пределах изученной площади характеризуется расширением осадочного бассейна, накоплением на значительной его площади

тонкослоистых осадков, переходящих, вероятно, на внешнем шельфе в кремнисто-глинистые и кремнистые отложения.

С концом раннего – началом среднего миоцена связывается некоторая активизация магматизма в Восточном-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе, которая способствовала некоторому засорению пирокластикой пород, слагающих уйнинско-дагинский ССК в Северо-Сахалинском бассейне.

В районе поднятий, в мелководных условиях ближнего шельфа в это время накапливались преимущественно песчаные разности, контролируемые турбидитовыми конусами выноса. На этих участках повышается вероятность обнаружения пластов с хорошими коллекторскими свойствами.

### Средний-верхний миоцен

Уйнинско-дагинский ССК перекрывается *окобыкайским ССК*, который в Пришантарском сегменте Охотско-Шантарского бассейна образует нерасчлененный комплекс с нижненутовским горизонтом (между отражающими горизонтами 3(4)-6), а в Северо-Сахалинском бассейне выступает в качестве самостоятельного ССК между отражающими горизонтами 5<sup>a</sup> и 6. На значительной части площади окобыкайский ССК залегает на дагинском ССК без видимого несогласия. Однако на поднятиях (Пришантарском, Шантарском, Меньшиковским-Александровским) у сейсмогоризонта 6 отмечается несогласие по схеме подошвенного налегания [Ковтунович, 2008], вертикальный размах которого достигает 700-800 м, что указывает на значительный перерыв в седиментации в начале среднего миоцена в Пришантарье в отличие от Северо-Сахалинского бассейна, где этот перерыв был незначителен.

*Окобыкайский ССК* ( $^S N_1^{2-3} ok$ ) на северо-западном шельфе Сахалина представлен в разрезе скв. Астрахановская-1, (инт. 406-1275 м) одноименной свитой. Свита сложена в нижней части глинами и алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников, в средней – песками и мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин, а в верхней – глинами с прослоями песков и мелкозернистых песчаников. В керне обнаружены комплексы фораминифер и палинофлоры. Состав комплекса фораминифер с *Ammonia* в нижней части свиты (интервал 1100-1275 м), и в бедном по составу комплексе фораминифер в интервале 400-1100 м, представленном секреторными формами родов *Ammonia*, *Nonion*, *Bucella*, *Criboelphidium*, *Islandiella* и др. свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления.

На северном шельфе п-ова Шмидта окобыкайский ССК в скважинах Тойская-1 (инт. 1954-2466 м) и Медведь-1 (инт. 1580-2670 м) представлен нерасчлененными верхнепильской подсвитой, каскадной и венгерийской свитами. Обнаруженный комплекс фораминифер свидетельствует о глубоководных условиях осадконакопления. В разрезе скв. Медведь-1 выявлен охинский комплекс палинофлоры.

Биостратиграфические данные позволяют датировать окобыкайский ССК средним-поздним миоценом [Решения..., 1998].

В северной части северо-восточного шельфа Сахалина окобыкайский ССК представлен двумя типами отложений – кремнистыми и глинистыми. Кремнистые породы вскрыты в скважинах Удачная-1 (инт. 2575-2705 м) и Хангузинская-1 (инт. 120-1000 м). На Хангузинской площади предполагается согласное залегание окобыкайского горизонта на дагинском. Возраст окобыкайского горизонта на основании данных по диатомовой флоре в разрезах скважин Удачная-1 и Хангузинская-1 – средний-поздний миоцен.

Глинистый тип отложений окобыкайского ССК установлен в северной части северо-восточного шельфа Сахалина на площадях Одопту, Пильтун-Астохская, Аркутунская, Чайво, Даги.

#### Верхний миоцен – нижний плиоцен

**Нутовский сейсмостратиграфический комплекс** ( ${}^S N_1^3 - N_2^1 nt$ ) на шельфе Северного Сахалина, как и на суше, нерасчленен на подгорizontы (подкомплексы), а в Пришантарском районе отчетливо выраженным сейсмическим горизонтом 3(4) разделяется на верхненутовский и нижненутовский (Ковтунович, 2008). При этом верхненутовский ССК ( ${}^S N_1^3 - N_2^1 nt_2$ ) картируется самостоятельно, а нижненутовский горизонт образует с окобыкайским единый ССК ( ${}^S N_1^{2-3} - ok-nt_1$ ).

Большая часть разреза верхнего миоцена сложена породами нижненутовского горизонта, который на шельфе Северного Сахалина представлен двумя основными литофациями: морской кремнистой и морской песчано-глинистой, которые в различных районах шельфа характеризуются как мелководными, так и глубоководными условиями осадконакопления. В скв. Астрахановская-1 (инт. 108-406 м) нижненутовский горизонт представлен одноименной подсвитой, согласно залегающей на окобыкайской свите. В песчано-глинистых отложениях выявлены комплекс палинофлоры и бедный по составу комплекс секреторных фораминифер (*Epistominella*, *Buccella*, *Islandiella*, *Melonis*), характеризующие мелководные условия накопления осадков [Жаров и др., 2013].

На основании имеющихся палеонтологических данных нижненутовский ССК датируется поздним миоценом.



На северном шельфе п-ова Шмидта нижненутовский ССК представлен в скв. Тойская-1 маямрафской свитой (инт. 1620-1750 м), сложенной опоковидными глинами с прослоями кремнистых аргиллитов, песчаников и алевролитов.

На северо-восточном шельфе Сахалина нижненутовский ССК вскрыт в скважинах Одопту-1 (инт. 650-2600 м), Пильтун-Астохская (инт. 525-2040 м), Аркутунская-1 (инт. 975-2010 м), Чайво-1 (инт. 950-2100 м), Даги-1 (инт. 1296-1782 м), где он представлен одноименной подсвитой, сложенной алевролитами, песчаниками и алевроито-песчаными глинами с диатомовой флорой, палинофлорой и бентосными фораминиферами. Характерен позднемиоценовый комплекс диатомей зоны *Neodenticula Kamtschatica* подзоны "а" [Жиров и др., 2013].

Отложения нерасчлененного окобыкайского-нижненутовского комплекса перекрывают большинство поднятий, за исключением приматериковых и пришантарских. Нижненутовская часть разреза формировалась после значительной среднемиоценовой регрессии в условиях как эвстатического повышения уровня моря (около 15 млн. лет назад), так и интенсивного прогибания дна осадочного бассейна.

В Пришантарской части бассейна мощность комплекса по сейсмическим данным колеблется от 0 м на значительных участках поднятий до 720 м в Ульбанском прогибе.

**Верхненутовский** верхнемиоценовый-нижнеплиоценовый сейсмостратиграфический комплекс ( $^S N_1^3 - N_2^1 nt_2$ ) на большей части района залегает без видимого несогласия и ограничен ОГ 3(4)-2. Рисунок сейсмозаписи, как и в подстилающем комплексе, характеризуется параллельнослоистыми отражающими границами разной интенсивности. По-видимому, в пределах Пришантарского сегмента Охотско-Шантарского бассейна он по составу мало отличается от разреза вскрытого скважиной Магаданская-1: уплотненные диатомиты и диатомовые глины с редкими прослоями туфодиатомитов и опоковидных алевролитов. По всему разрезу отмечается углефицированный растительный детрит и небольшое, но постоянное, присутствие бурых углей. Встречаются конкреции глинисто-карбонатных пород.

В скв. Астрахановская-2 на этом возрастном уровне вскрыта толща слабо уплотненных песков, чередующихся с маломощными прослоями глин, алевролитов и бурых углей.

Позднемиоценовый - раннеплиоценовый возраст уверенно установлен по фораминиферам и диатомитам.

Мощность комплекса колеблется от 0 м (на поднятиях) до 800 м (в Северо-Сахалинском бассейне).

Верхненутовский ССК на шельфе Северного Сахалина представлен двумя основными литофациальными ассоциациями: морской кремнистой и морской песчано-глинистой, которые в различных районах шельфа характеризуются как мелководными, так и глубоководными условиями осадконакопления. На северо-западном шельфе Сахалина (Астрахановская площадь) верхненутовские отложения не установлены. На северном шельфе п-ова Шмидта верхненутовский ССК представлен вскрытой в скв. Тойская-1 матитукской свитой (инт. 1392-1620 м), сложенной опоками и опокovidными глинами с прослоями песчаников и алевролитов (мощность 228 м). Состав комплекса фораминифер, состоящий исключительно из секреторных форм, свидетельствует о мелководных условиях осадконакопления и о раннеплиоценовом возрасте осадков.

В южном направлении (скв. Пела Лейч) отложения верхненутовского ССК становятся более глубоководными.

Верхненутовские отложения залегают на нижненутовских согласно.

Рассматривая нутовский ССК в целом, следует отметить, что по объему он соответствует диатомовой зоне *Neodenticula Kamtschatica*, что подтверждает его позднемиоценовый-раннеплиоценовый возраст. На шельфе Северного Сахалина граница между окобькайским и нутовским сейсмостратиграфическими комплексами фиксируется по смене комплексов диатомовой флоры и палинофлоры (глубоководных на относительно мелководные).

#### 1.6.4.3. Верхний плиоцен – эоплейстоцен

К этому возрасту относятся два горизонта Унифицированной стратиграфической схемы Сахалина [Гладенков и др., 1998] - помырский и дерюгинский, образующие на шельфе нерасчлененный ССК.

**Помырский-дерюгинский** нерасчлененный ССК ( $^SN_2^2-Q_E$  *pm-dr*) верхнеплиоценового-эоплейстоценового возраста с перерывом и отчетливым несогласием перекрывает около 90% площади акватории. На Сахалине он сопоставляется с несогласием в подошве помырской свиты, на Примагаданском шельфе (скв. М.-1) - с несогласием, на уровне 510 м.

На Примагаданском шельфе в разрезах скважин этот комплекс представлен рыхлым диатомовым хлидолитом (смесью гравийно-галечного материала и диатомовыми илами) с редкими прослоями песчаников. Гравийно-галечный материал представлен туфами, туффитами, базальтами, глинисто-кремнистыми сланцами. Возраст по остаткам диатомей установлен как средний-поздний плиоцен. В скв. Медведь-1 плиоценовая часть разреза сложена диатомовыми глинами с прослоями алевролитов и диатомитов, а эоплей-

стоценовая – тонко-мелкозернистыми светло-серыми песками с гравием и обломками раковин и углефицированными растительными остатками. Подобный по составу разрез вскрыт и в скв. Тойская-1. Мощность помырского-дерюгинского сейсмокомплекса колеблется от 0 м до 900 м (в мульдах прогибов). Изопахиты отображены на геологической карте по данным ОАО «Дальморнефтегеофизика» [Ковтунович, 2008].

В инт. 260-360 м скв. Магаданская-1 в верхней части разреза определены диатомеи, относящиеся к эоплейстоценовой зоне *Actinocyclus* зональной шкалы Северной пацифики, что позволяет сопоставить эту часть разреза с дерюгинским сейсмокомплексом Сахалинского шельфа и с эоплейстоценовыми слоями верхненутовской подсветы о. Сахалин.

**Помырский** горизонт на шельфе Северного Сахалина представлен двумя литофациальными ассоциациями: морской глинисто-кремнистой и морской песчано-глинистой. На северном шельфе п-ова Шмидта помырские отложения представлены в скв. Тойская-1 (инт. 810-1392 м) и Медведь-1 (инт. 1310-1580 м) одноименной свитой, охарактеризованной комплексом диатомовой флоры зоны *Neodenticula Koizumii* (поздний плиоцен) и комплексом фораминифер с *Retroelphidium clavatum*, состав которых, указывает на мелко-водные условия осадконакопления.

Помырский горизонт согласно залегает на верхненутовском на Тойской площади и с размывом на площади Медведь.

На северном шельфе п-ова Шмидта отложения **дерюгинского** горизонта выделены в разрезах скв. Тойская-1 (инт. 272-810 м) и Медведь-1 (инт. 310-1310 м), где они согласно залегают на помырских отложениях и сложены в верхней части песками и гравием с прослоями глин, а в нижней – глинами и алевролитами с прослоями песков и диатомовых глин, общей мощностью до 1000 м. На основании данных по диатомовой флоре возраст дерюгинского горизонта принимается плейстоцен-голоценовым [Жаров и др., 2013]. По нашим представлениям, возраст не выходит за пределы эоплейстоцена (0,8 млн лет), а неоплейстоцен-голоценовая микрофлора и пыльца легко разносятся в водной среде. Однако следует признать дискуссионным вопрос о возрасте и даже вообще о выделении дерюгинского горизонта на современном этапе изученности акватории. На отложениях помырского горизонта он, по всей видимости, залегает согласно, т.к. пограничный отражающий горизонт “1” выражен слабо.

Наибольшее распространение дерюгинского горизонта предполагается на внешнем шельфе и склоне Дерюгинской котловины, где его мощность, по сейсмическим данным, достигает 2,5 км. По всей вероятности, он сложен здесь морскими песчано-глинистыми породами. В скв. Даги-море 1 и 2 разрез дерюгинского горизонта представлен прибрежно-

морскими песками с гравийно-галечными и глинистыми прослоями, видимой мощностью 300-400 м.

## 1.7. Квартер

### 1.7.1. Горные районы материковой и островной суши

#### 1.7.1.1. Материковая суша

Четвертичные отложения различного генезиса широко распространены на территории листа. Преобладающим генетическим типом являются гравитационные отложения, среди которых различаются коллювиальные, делювиальные, и комплексные: коллювиальные и делювиальные, коллювиальные и солифлюкционные, делювиальные и солифлюкционные, элювиальные и делювиальные. Значительные площади в центральной части листа занимают аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и пролювиально-делювиальные отложения, выполняющие Удыль-Кизинскую и Орельскую межгорные впадины. По берегам крупных озер локально встречаются озерные отложения. Морские и аллювиально-морские отложения развиты в бухтах и в приустьевых частях впадающих в море рек. В северной и северо-западной части практически все морское побережье имеет обрывистые береговые уступы. Болотные торфяники, небольшой мощности, наблюдаются в современной пойме широких долин рек, среди озерно-аллювиальных отложений с многочисленными мелкими озерами и на морских, аллювиально-морских равнинах. Элювий развит спорадически на уплощенных водоразделах.

По возрасту четвертичные отложения отнесены к нижнему, среднему, верхнему звеньям неоплейстоцена и голоцену.

#### Неоплейстоцен

*Нижнее звено* представлено аллювиальными нерасчлененными отложениями, имеющими незначительное распространение.

*Аллювиальные (aI) пески, галечники, суглинки, глины* слагают аккумулятивный чехол наиболее высоких реликтовых террас с превышением 35–60 м над урезом воды. Образуют небольшие (до 2,5 км) выходы в верховьях р. Тисс, на левобережье р. Тывлинка и вскрыты карьерами дражных разработок в долине р. Сивук. Они залегают на коре выветривания, а на участках переуглубленных долин перекрыты более молодыми отложениями.

Наиболее представительный разрез изучен в верховьях р. Тисс [Лебедев С. А., 1981]<sup>1</sup>: 1. Галечники с желтовато-бурым песчано-глинистым ожелезненным заполнителем -13,9 м. 2. Глины желтовато-бурые, в низах с включениями мелкой гальки-2,0 м. Галька размером 2–5 см состоит из базальтов и осадочных пород, угловатая. Всего по разрезу 15,9 м.

На левобережье р. Тывлинка [Лебедев С. А., 1981] шурфом вскрыты суглинки и пески с мелкой галькой, а в долине р. Сивук под средне – и поздненеоплейстоценовым аллювием залегают разнородные пески и галечники с прослоями (0,1–0,5 м) илестой глины. Практически все галечники выветрелы и ожелезнены. Максимальная мощность нижне-неоплейстоценовых отложений достигает 18 м.

В спорово-пыльцевых спектрах проб, отобранных в бассейне р. Тисс и на левобережье р. Тывлинка из низов разреза, преобладают холоднолюбивые кустарники и мхи. В верхней части разреза доминируют древесные широколиственные с примесью хвойных, в том числе тсуги [Лебедев С. А., 1981, Темников М. С., 1978]. По мнению И. А. Каревской [Лебедев С. А., 1981], эти спектры отражают периоды похолодания ( $Q_1^2$ ) и потепления ( $Q_1^3$ ) раннего неоплейстоцена. В пробах с левобережья р. Тывлинка найдены и определены несколько форм пресноводных диатомей широкого ( $N_2-Q$ ) возрастного диапазона [Лебедев С. А., 1981].

**Среднее звено** имеет ограниченное распространение и представлено нерасчлененными отложениями различного генезиса – аллювиально-морскими (amII), озерными (II), аллювиальными (aII), аллювиальными и пролювиальными (a,pII),

*Аллювиально-морские (amII) галечники, пески, глины, супеси* слагают морскую террасу на северо-западном побережье зал. Счастья. В разрезе отложений террасы, по данным бурения [Поликанов В. Р., 1968], наблюдаются: 1. Галечники с зеленовато-серым песчано-глинистым заполнителем-15,0 м. 2. Пески желтовато-серые с включениями гальки и гравия -5,0 м. 3. Глины зеленовато-серые-5,0 м. Всего 23,0 м.

В частных разрезах установлена сильная фациальная изменчивость, выклинивание отдельных слоев. На левобережье р. Тывлинка в ее приустьевой части аллювиально-морские осадки залегают на коре выветривания и представлены переслаиванием (0,5–1,0 м) галечников, суглинков и песков общей мощностью 7–8 м [Поликанов В. Р., 1972., Рязанцев А. А., 1984]. Максимальная мощность отложений достигает 30 м.

Л. Л. Казачихина [126 Поликанов В. Р. 1968.] по наличию в спорово-пыльцевом спектре проб пыльцы экзотических видов берез (*Betula costata*, *B. dahurica*), в настоящее

---

<sup>1</sup> Здесь и далее описание разрезов снизу вверх

время здесь не произрастающих, относит время формирования этих отложений к среднему неоплейстоцену.

Озерные (II) отложения нерасчлененные впервые достоверно выделены по буровым скважинам Е. П. Зарембским и А. В. Поздняковым [Зарембский Е.П., 1968 г, А.В. Поздняков 1968 г]. Пески, суглинки, илы, илистые глины, редко галечники слагают нижние горизонты озерных отложений в районе оз. Чля и Орель. Мощность их, судя по буровым скважинам, в краевых частях депрессии составляет около 12 м, к центру она возрастает до 25 м.

В среднем течении руч. Бол. Рогачева, по данным бурения [В.А. Стеганцов, 1973], на доплейстоценовых глинах залегают: 1. Галечники темно-серые с глинистым заполнителем. Галька мелкая хорошо окатанная-1,5 м. 2. Илы песчаные голубовато-серые-1 м. 3. Илы серые, пепельно-серые с линзами иловатой супеси-9 м. Всего 11,5 м

Несколько иной разрез среднечетвертичных отложений изучен Е.П. Зарембским на северном побережье оз. Орель, в районе дороги на прииск Михайловский [Зарембский Е.П., 1968 г]. Состав отложений, здесь следующий: 1. Илы темно-серые плотные-0,5 м. 2. Илы плотные с мелкой галькой, гравием и песком-2,8 м. 3. Илы серые с редким мелким щебнем-3,5 м. 4. Илы серые вязкие-5, 4 м. 5. Глины илистые серые со слабоокатанной галькой и щебнем-2,0 м. 6. Илы серые-3,5 м. 7. Глины вязкие желтые с незначительным количеством щебня-3,0 м. Суммарная мощность озерных отложений в изученном разрезе превышает 23,7 м.

Другой по составу разрез изучен шурфами в районе оз. Чля, к востоку от мыса Бабай [Поликанов В.Р.1970.]. Здесь в нижней части берегового обрыва озерной террасы вскрываются: 1. Пески серовато-желтые крупнозернистые с редкой галькой-более 2,1 м. 2. Галечники с песчаным заполнителем; галька хорошо окатана, размер ее 1–4 см-0,35 м. 3. Пески серовато-желтые среднезернистые-1,0 м. 4. Глины буровато-желтые илистые-0,85 м. 5. Суглинки желтовато-серые-.0,2 м. Всего более 4,5 м.

В шурфе, пройденном в районе пос. Чля, под слоем делювия наблюдается переслаивание суглинков желтовато - и коричневатого-серых мощностью 3,5 м. Максимальная мощность отложений - 18 м [Лебедев С. А, 1981].

Возраст их обосновывается определениями спор и пыльцы из проб, отобранных на побережье оз. Орель [Козлов А.А., ,1981, Поздняков А.В., 1968, Соснин А. И. 1975, Стеганцов В. А., 1973]. Низы разреза охарактеризованы здесь формами, свойственными теплолюбивой хвойной и лиственной (ели, березы, дубы, ильмы) растительностью ( $Q_{II}^1$ ), а верхи - холодолюбивыми ерниками, кустарничками, травами и мхами ( $Q_{II}^2$ ) [Пилацкий В.Э., 1978, Поликанов В. Р., 1968].

Комплекс пыльцы и спор, из отложений руч. Бол. Рогачева, отражает растительность березово-хвойного леса с участием широколиственных теплолюбивых форм: *Corylus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Tilia*, *Carpinus*. Пыльца трав не разнообразна, преобладают вересковые, злаки осоки. Из спор – сфанговый мох. По мнению И. В. Мамонтовой, такая растительность могла произрастать в условиях теплого климата в начале среднего неоплейстоцена [В.А.Стеганцов, 1973].

*Аллювиальные (aII) галечники, гравийники, валунники, суглинки, глины, пески, супеси* на поверхности распространены незначительно и слагают комплекс террас с превышением 8–60 м в долинах рек Амур, Амгунь и севернее в бассейнах рек Тывлинка и Бол. Иска. Площадки этих террас заметно наклонены в сторону водотоков, слабо бугристые, с эрозионными ложбинами, со сглаженным слабо выраженным уступом и неясным тыловым швом. Из-за перекрытия шлейфами склоновых образований, в отложениях часто отмечаются полуокатанные и щебнистые обломки. По простирацию состав отложений не выдержан и часто отмечаются переходы одних образований в другие или их выклинивание. На участках переуглубленных долин эти отложения перекрыты более молодыми образованиями.

На левобережье р. Амур (устье р. Ухта) шурфами [Поликанов В.Р., 1974] (терраса ввиду малых размеров, не выражается в масштабе карты) вскрыты: 1. Галечно-гравийные отложения с суглинистым заполнителем и единичными валунами-0,5. 2. Глины с галькой, гравием и единичными валунами-0,1. 3. Суглинки с редким щебнем-0,3. 4. Суглинки с галькой -0,2. Всего по разрезу 2,1 м.

Схожая последовательность в строении разрезов террасы отмечена и в других частях района [Бравина С.Б., 1963]. Иногда отложения сильно пропитаны и сцементированы лимонитом (оз. Суласу). Мощность отложений, по данным предшественников, достигает 12,5 м [Поликанов В.Р., 1974].

Несколько иной, по составу и мощности, разрез отложений вскрыт скважиной в районе с. Богородское [Руденко Л.Д., 2009.]: 1. Глина с включением гравия и щебня -2,0 м. 2. Песок тонкозернистый-7,9 м. 4. Глины, с глубины 3,5 м с включением дресвы-9, 6м. Мощность 19,5 м.

В бассейне р. Амур, у с. Константиновка в составе отложений второй надпойменной террасы высотой 12–30 м преобладают суглинки темно-коричневые, в верхах с редкой галькой, в низах с прослоями (0,1–0,3м) глин и песков [Н. П. Ахметьева, 77], общей мощностью 7 м. В ур. Новая Ферма гидрогеологической скважиной (по материалам Н.И. Соломыкина, 2000г.) вскрыты переслаивающиеся через 0,1–1,5 м пески, суглинки, реже гравийники и галечники общей мощностью до 12 м. Терраса на р. Аври сложена галечниками

с прослоями (0,1 –0,5 м) глин и песков общей мощностью более 5 м [Калита В.А., 1983., Осипов В. В. 1977.], на правобережье протоки Мал. Вырга – мелко- и среднезернистыми песками мощностью до 5 м [Манкевич Л. Н. 1971].

В долине р. Амгунь, основную часть разреза аллювия, 20–30-метровой террасы, составляют грубообломочные фации. В 25-метровом береговом уступе близ пос. Кирпичный вскрыты (сверху вниз): 1. Галечники с песчаным и песчано-глинистым заполнителем с прослоями (0,7 м) коричневой глины-8,1 м. 2. Валунники с гравийно-галечным заполнителем. Валуны (10–25 см) средней и хорошей окатанности -2,0 м. 3. Галечники с песчаным и песчано-глинистым заполнителем с прослоями (0,7 м) коричневой глины с валунами (10–20 см) (до 20%). Галька средней и хорошей окатанности. Песок коричневый, крупнозернистый, гравелистый-7,1 м. 4. Супеси желтые, переходящие в суглинки желто-коричневые с прослоями (10–20 см) коричневой глины-1,6 м. Общая видимая мощность отложений по разрезу 18,8 м.

В долинах р. Тывлинка, Бол. Иска аллювиальные отложения среднего звена слагают изолированные террасы высотой 8–16 м и частично выполняют древние речные долины на междуречьях рр. Тывлинка–Сивук–Уки. Обобщенный разрез их, по материалам буровых работ [Темников М. С. 1978], следующий: 1. Галечники серые с песчано-глинистым заполнителем-8,0 м. 2. Илистые глины зеленовато-серые-2,0 м. Всего 10,0 м. В отдельных скважинах отмечены маломощные (0,5–1,5 м) линзы песков и суглинков.

Максимальная мощность отложений по данным бурения [Руденко Л.Д. 2009] достигает 27 м.

По определениям А. Р. Боковой [146. Темников М. С., 1978.], спорово-пыльцевой спектр проб, отобранных в верховьях руч. Новый, левого притока р. Тывлинка, в котором преобладает пыльца хвойных (*Picea*, *Pinus*), умеренно теплолюбивых (*Ulmus*, *Corylus*, *Alnus*) и отсутствует тсуга, свидетельствует о средненеоплейстоценовом возрасте этих отложений. В пробах, отобранных из суглинков второй надпойменной террасы р. Иска, выявлены 42 формы преимущественно пресноводных диатомей средне-поздненеоплейстоценового возраста [Чемехов Ю.Ф. 1960., Ганешин Г.С., 1946.].

Многочисленная пыльца древесной растительности, в том числе различных видов берез: *Betula sp.*, *Betula schmidtii*, обнаруженная в суглинках на левобережье р. Ухта, по мнению Л.И. Казачихиной, также характеризует растительность среднего неоплейстоцена [Поликанов В.Р., 1974].

Согласно заключению В.Ф. Морозовой и Л.А. Струве [Ахметьева Н.П. 1977], споро-пыльцевые спектры из образований (с. Константиновка) отражают существование в период их формирования темнохвойных лесов (преобладание пыльцы *Picea*, *Pinus*, спор



*Polypodiaceae, Selaginella*) которые могли произрастать в условиях умеренно теплого климата, характерного для первого потепления в среднем неоплейстоцене.

*Аллювиальные и пролювиальные* (a,pll) отложения, представлены погребенными галечниками, суглинками, песками, глинами и щебнем. Они отмечены только на схеме соотношений и корреляции, прилагаемой к карте четвертичных образований. Вскрыты скважинами западнее мыса Резиденция на оз. Удыль, и севернее оз. Орель, шурфами в междуречье Черная – Битки, и в среднем течении р. Бекчи.

Аллювиальные и пролювиальные отложения севернее оз. Орель, впервые были выделены А.В. Поздняковым в 1968 г, в бассейне р. Бекчи [А.В. Поздняков 1968 г]. Скважиной на руч. Маристый вскрыты бурые, лимонитизированные глины и суглинки с галькой. Мощность отложений здесь, по данным бурения, достигает 5–10 м.

Сходный состав отложений изучен [В.А.Стеганцов, 1973] при проведении горных работ в междуречье Горелого-Рогатого, где аллювиальные и пролювиальные отложения представлены галечниками наполовину с бурыми ожелезненными суглинками, глиной и песком. Галька мелкая и средняя, различной окатанности, сложенная базальтами, осадочными породами, реже гранитами и аплитами. Изученная мощность 3,5 м.

В скважине [Ерошенко Н. В., Александрова А. Н. 1972 г] пройденной западнее мыса Резиденция на оз. Удыль, в низах разреза мощностью около 20 м присутствуют глины и суглинки с включением галек и щебня (около 5 м), выше которых следуют глины без примесей обломочного материала (~15 м).

Иные по составу, предположительно аллювиальные отложения мощностью около 15 м, вскрыты шурфами в междуречье Черная – Битки. Здесь, по данным А. Ф. Майбороды [Майборода А. Ф., 1960], в глинах среди галечников на глубине 15 м обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, имеющий, по мнению И. Б. Мамонтовой средне-поздненеоплейстоценовый возраст. В более глубоких погружениях фундамента Удыль-Кизинской впадины возможно присутствие и более древних – ранне-неоплейстоценовых или эоплейстоценовых отложений [Кайдалов32лист].

Принадлежность отложений к среднему неоплейстоцену определяется составом спорово-пыльцевых комплексов, в которых преобладает пыльца березы (*Betula cf. verrucosa Ehr., B. cf. pubescens Rgl., B. dahurica, B. costata* и др.) и ольхи. Встречаются *Picea, Pinis, Corylus, Carpinus, Quercus, Juglans* и др. [Ерошенко Н. В., 1972 г]. По заключению В.Ф. Морозовой, спорово-пыльцевые спектры, выявленные из отложений севернее оз. Орель, позволяют относить отложения к среднему и позднему неоплейстоцену [А.В. Поздняков 1968 г].

**Верхнее звено** имеет достаточно широкое распространение и представлено нерас-

члененными отложениями различного генезиса – аллювиально-морскими (amIII), морскими (mIII), озерно-аллювиальными (laIII), озерными (III), аллювиальными (aIII).

*Аллювиально-морские* (amIII) отложения распространены в приустьевых частях рек впадающих в залив Счастья и Амурский лиман слагают аккумулятивные равнины высотой 10–20 м, и представлены пескам, илистыми глинами, супесями, галечниками. Вверх по течению рек аллювиально-морские отложения фациально замещаются одновозрастным аллювием. На западном берегу зал. Счастья разрез отложений террасы следующий [Поликанов В. Р., 1968]: 3. Пески серые мелкозернистые-2,5 м. 2. Галечники с песчано-глинистым заполнителем-2,5 м. 1. Илистые глины зеленовато-серые-5 м. Всего по разрезу 10,0 м.

На междуречье р. Тавервей - руч. Горбушечный линией шурфов вскрыты [Пиладский, 1970] галечники (более 5,3 м) с глинистым и с песчано-глинистым заполнителем, с прослоем (1,5 м) серых песков. Максимальная мощность отложений не превышает 20 м.

По определению Л. Л. Казачихиной [Поликанов В. Р., 1968], спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных из отложений террасы в районе зал. Счастья, свойственны хвойным лесам с примесью дуба, вяза, березы и могут быть характерны для позднего неоплейстоцена.

*Морские* (mIII) отложения нерасчлененные распространены ограниченно, в основном в заливах в северной части территории. Представлены галечниками с песчано-гравийным или суглинистым заполнителем, реже глинами и песками с гравием и галькой. Наиболее детально морские позднеоплейстоценовые отложения изучены Кайдаловым [21лист. Кайдалов с учетом Рязанцев, 1994] на побережье Сахалинского залива, где морские осадки представлены Литкинской, Кольской и Екатерининской толщей (ввиду малых размеров на карте не отображены) на остальной территории верхнечетвертичные морские отложения нерасчлененные.

*Литкинская толща* сформирована во время первой позднеплейстоценовой (казанцевской) трансгрессии [134 Рязанцев А. А., 1984]. На побережье Сахалинского залива толща слагает низы первой морской террасы, на шельфе залегает в основании верхнеоплейстоценовой части разреза. На поверхность морского дна не выходит и повсюду перекрыта более молодыми образованиями. В составе толщи преобладают галечники и гравийники, отмечены линзы песков и алевролитов. Морским бурением изучены верхи разреза: в скважине 1 она представлена галечниками серыми с гравийно-песчаным заполнителем более 3,0 м мощностью. По данным сейсмопрофилирования, внутреннее строение толщи сложное, мощность ее на шельфе севернее описываемой территории достигает 70 м. На побережье литкинская толща слагает низы разреза первой морской террасы в районе руч.

Сельдевый и представлена [Рязанцев А. А., 1984, Лебедев, 1981] крупногалечниковым хорошо окатанным материалом с гравийно-песчаным заполнителем мощностью 14,8 м. Морской генезис отложений подчеркивает крупноклиновидная, направленная в сторону моря слоистость осадков.

По заключению И. Г. Гвоздевой [Рязанцев А. А., 1984,], спорово-пыльцевой комплекс из проб, отобранных по скважине 1, свидетельствует об умеренно теплых климатических условиях: преобладали пихтово-еловые леса с примесью кедра, дуба, вяза. И. А. Каревская [Лебедев, 1981] относит спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных на левобережье руч. Сельдевый, к одному из периодов потепления позднего неоплейстоцена ( $Q_{III}^1$ ,  $Q_{III}^3$ ). Морской генезис образований подтверждается находками в пробах из этих осадков преимущественно литоральных форм диатомей [Чемехов Ю.Ф., 1960, Лебедев С. А., 1981., Рязанцев А. А., 1984].

*Кольская толща* сформирована во время первого этапа второй позднеплейстоценовой трансгрессии (каргинское межледниковье –  $Q_{III}^3$ ). На левобережье она слагает часть разреза первой морской террасы, на шельфе местами выходит на поверхность морского дна, образуя небольшие (до 20 км<sup>2</sup>) выходы овальной, вытянутой в северо-западном направлении формы. В скважине 1 [134 Рязанцев А. А., 1984,] в интервалах глубин 12,4-13,8 м вскрыты пески серые мелкозернистые с растительным детритом, в основании разреза с линзами (до 0,2 м) гравийников и галечников. Мощность толщи, по данным НСП, варьирует от первых метров до 10 м. Литологический состав меняется от галечников в прибрежной зоне до песков и алевритов в мористой части шельфа. На побережье толща слагает верхнюю часть первой морской террасы в устье р. Колчанка [104 Лебедев С. А., 1981.,] и представлена галечниками, мощность которых колеблется от 5 м до 10 м. Западнее зал. Счастья низы абразионного обрыва террасы слагают [6. Боярская Т. Д., 1975.] галечники с песчано-глинистым заполнителем (более 5,3 м), выше пески серые среднезернистые (0,3 м).

Радиологические и термолюминисцентные датировки возраста пород толщи составляют 38,1-41,3 тыс. лет [Лебедев С. А., 1981., Рязанцев А. А., 1984]. Спорово-пыльцевые анализы проб из отложений толщи на шельфе свидетельствуют об умеренно-холодном, близком к современному, климате, существовавшем в период ее формирования [Боярская Т. Д., 1975, Рязанцев А. А., 1984]. По мнению И. А. Каревской [Лебедев С. А., 1981], накопление осадков первой морской террасы в устье р. Колчанка проходило в условиях умеренно-теплого климата, характерного для каргинского межледниковья ( $Q_{III}^3$ ). Диатомовый и микрофаунистический комплексы указывают на морской генезис осадков, а разнообразие и богатство видов диатомей, радиолярий и фораминифер позволяют отнести

время их формирования к климатическому оптимуму каргинского интерстадиала [Лебедев С. А., 1981].

*Екатерининская толща* сформировалась во время второго этапа второй позднео-плейстоценовой трансгрессии [Рязанцев А. А., 1984]. На суше толща слагает верхи разреза первой морской террасы, на шельфе образует ряд выходов площадью от 5 км<sup>2</sup> до 40 км<sup>2</sup>. Она с размывом залегает на отложениях кольской толщи, в прибрежной зоне – на абради-рованной поверхности дочетвертичных образований. На суше ее осадки перекрываются голоценовым торфом, на шельфе – более молодыми морскими отложениями. В целом для екатерининской толщи характерен тонкообломочный состав: на шельфе она сложена алевритами с линзами песков, на суше – песками, суглинками, глинами.

В абразионном обрыве первой морской террасы у зал. Счастья установлен следу-ющий разрез толщи [Боярская Т. Д., 1975]: 4. Переслаивание (2–5 см) песков и суглинков серых-0,8 м. 3. Глины буровато-серые пластичные-0,9 м. 2. Пески мелкозернистые светло-серые-6,0 м. 1. Суглинки серо-коричневые-1,5 м. Всего 9,2 м. Максимальная мощность толщи, по данным НСП, достигает 15 м.

Радиоуглеродные определения возраста песков и глин екатерининской толщи рас-полагаются в интервале 26,5–37,5 тыс. лет. В составе спорово-пыльцевых спектров из проб, взятых в абразионном обрыве морской террасы вблизи Петровской косы, преобла-дает пыльца *Picea*, *Pinus*, *Abies*, *Betula*. По мнению Т. Д. Боярской [Боярская Т. Д., 1975], возраст слагающих толщу отложений – позднео-плейстоценовый. Море, по данным диа-томового и микрофаунистического анализов [Рязанцев А. А., 1984], было умеренно-холодным.

В Мухтельской впадине морские отложения образуют аккумулятивную равнину, осложненную береговыми валами. Отложения, по-видимому, без размыва залегают на бо-лее ранних отложениях и почти повсеместно перекрыты современным торфом. Зондиро-вочным бкрением вскрыты глины, суглинки серые, зеленовато-серые с прослоями (1–2 м) песков серых, голубовато-серых разнозернистых, часто иловатых и галечников с песчано-глинистым заполнителем. Вскрытая мощность пород 3–5 м.

Аналогичные отложения обнажаются под современным торфом (мощностью 4,6 м) в береговом обрыве зал. Мухтеля, где залегают (снизу вверх): 1. Песок серый, зеленовато-серый мелкозернистый илистый с хорошо окатанной галькой (2–4 см) различного состава (до 30%)-1,3 м. 2. Галечники с песчано-гравийно-глинистым заполнителем. Галька (3–10 см) различной окатанности и состава-1,0 м. 3. Илы, иловатые суглинки зеленовато-серые с редкой галькой (1–3 см)-2,1 м. Видимая мощность 4,4 м.

Береговые валы, развитые в северной части Мухтельской впадины, вдоль побережья залива Александры, сложены галечниками, гравелистыми песками, сцементированные железистым и глинистым материалом, реже (в верхах разреза) встречаются суглинки с гравием, галькой (мощностью 0,5 м). Галька (1–6 см), гравий 0,2–1 см) хорошей окатанности, часто дискоидальной формы, различного состава. Мощность отложений 5–8 м.

Возраст отложений установлен палинологически В.Ф. Морозовой [Шуршалина, 1966] и П.Н. Соколовой [Файн, 1956]. По заключению В.Ф. Морозовой, в них преобладает пыльца кустарниковых видов березы (*Betula rxilis* Suk., *B. ovalifolia* Rupr., *B. middendorffii* Tr. et Mey) и ольхи – до 83%. Пыльца древесных видов березы составляет 9–42%, среди пыльцы хвойных преобладает *Pinus pumila* (до 15–20%), среди трав – *Gramineae* (51–80%), *Gyperaceae*, *Ericaceae*?. Среди спор – *Bryales*, *Sphagnum*. Характер спорово-пыльцевых спектров указывает на холодные климатические условия во время максимального похолодания второй половины позднего неоплейстоцена.

Вдоль западного побережья зал. Николая морские отложения слагают террасу высотой 20–40 м. Характерный разрез отложений описан в 1,5 км юго-западнее устья р. Чалбуг, где под современным торфом мощностью 1,5 м обнажаются (сверху вниз): Глины серые, серовато-коричневая, желтовато-зеленая, комковатая, плотные, опесчаненные, с включениями гравия (0,2–1 см), гальки (1–5 см) до 5–10%, мощностью 1,6 м. Под ними мощностью 2,1 м галечники (диаметр гальки 1 см) с серым ожелезненным суглинистым заполнителем. В основании галечники (диаметр гальки 1–3 см) с гравийно-песчаным, выше глинистым заполнителем, мощностью 1,3 м. Мощность отложений по разрезу 5 м. В галечниках часто наблюдается горизонтальная слоистость, обусловленная наличием прослоев (0,1–1,5 м) гравийников, гравелистого песка, а также галечников, отличных друг от друга по составу и цвету заполнителя. Состав гальки: песчаники, алевролиты, ороговикованные песчаники, эффузивы, кремнистые породы, кварц, роговики и др. Окатанность гальки различная, преобладает хорошая, встречается галька дискоидальной формы. Местами в галечниках наблюдаются прослои (мощностью до 1 м) разнозернистых песков, глин, суглинков, супесей.

Морской генезис пород базируется на результатах диатомового анализа. По данным В.Я. Филиппович [Чемеков, 1957, 1960], в отложениях 35-метровой террасы западного побережья зал. Николая обнаружены морские литоральные виды диатомовых водослей – *Melosira sulcata* (Ehr.) Kutz., пресноводные *Amphora ovalis* v. *libica* Ehr., *Eunotia* sp. В 'dhbufkbyyfyz ajhvd *Synedra tabulate* (Ag.) Kutz., что наряду с наличием в составе пород гальки дискоидальной формы характеризует прибрежно-морские условия осадконакопления.

*Озерно-аллювиальные* (IaIII) отложения распространены в Удыль-Кизинской и Орельской впадинах, где слагают террасы и равнины в районе озер Удыль, Орлик, Дальжа, Чертово, Конди, Далган Джевдаха, Дыльменское и Акшинское. Представлены они суглинками и глинами, илами, в меньшей степени песками, галечниками и гравием.

На юго-восточном берегу оз. Орлик, озерно-аллювиальные отложения образуют террасу относительной высотой 3–6 м. Верхние горизонты здесь представлены глинами и суглинками голубовато или зеленовато-серыми, тонкослоистыми, обогащенными растительным детритом, с линзочками (до 0,5 см) торфа, прослоями (1–10 см) песков с гравием полимиктовых, иногда глауконитовых. С глубины 7–10 м глины и суглинки сменяются песчано-гравийно-галечными отложениями. Мощность отложений 15–30 м.

На южном берегу оз. Дальжа под торфом мощностью 1,2 м, зондировочной скважиной вскрыты глины серые вязкие, с растительным детритом (6,3 м), в нижней части прослой (0,3 м) супеси коричневой гумусированной. В основании суглинки пылеватые буровато-серые (2,7 м). На северном берегу оз. Дальжа среди глинистых отложений содержатся прослой песчано-гравийно-галечного состава мощностью до 0,5 м. Аналогичный характер имеют отложения и в районе оз. Джевдаха [Сахьянов и др. 1964; Малых 1965]

По периферии озер Дыльменское и Акшинское озерно-аллювиальные отложения перекрывают вынгинскую толщу. Бурением [Тертерян А. Т., 1970, Кайдалов 27 лист] вскрыты: 1. Пески разнозернистые с прослоями (0,1–0,5 м) гравийников и галечников-7,0 м 2. Глины илистые зеленовато – серые -1,5 м. 3. Глины буровато-серые с включениями гальки-3,5 м. 4. Суглинки светло-серые, желтовато-серые-4,5 м. Мощность отложений 16,5 м.

Схожий разрез отложений, в долине р. Бол. Права в основании пески среднезернистые слюдистые желтые и серые (2,4 м). Выше глины серые пластичные плотные (1,1 м), перекрытые суглинками серыми тяжелыми с растительными остатками (2,8 м). Всего по разрезу 6,3 м.

На левобережье р. Гырман озерно-аллювиальная терраса сложена песками и галечниками мощностью до 6 м. Максимальная мощность отложений 15 м.

В северо-западной краевой части Удыль-Кизинской впадины развиты пески и глины с примесью мелкой гальки и песка перекрытые щебнисто-суглинистым материалом аллювиальных и делювиальных шлейфов, общей мощностью 6,5 м.

Севернее оз. Удыль шурфами [Файн Я.И., 1955] глубиной 1–1,2 м вскрыты торфяники (0,15–0,4 м) темно-бурые плотные, под ними глины (0,5–0,8 м) желтовато-серые с голубоватым оттенком с тонкими прослойками песка с галькой. Местами с поверхности

залегают галечники с хорошо окатанной галькой различного состава, формы и размера. Мощность отложений предположительно составляет 10–20 м

В приустьевой части р. Бол. Силасу, озерно-аллювиальные отложения вскрыты [Майборода А. Ф., 1960] скважинами ручного бурения:

1. Пески светло-серые полимиктовые -2,5 м. 2. Суглинки зеленовато-серые -2,6 м. 3. Пески светло-серые, мелкозернистые, кварц-полевошпатовые -0,5 м. 4. Глины темно-серые -3,25 м. 5. Глины желтые -3,5 м. Всего 12,1 м.

Мощность отложений, по данным бурения и вертикального электроразведывания, произведенных в районе оз. Джевдаха 10–15 м, реже 25 м.

Мощность озерно-аллювиальных образований, увеличивается к центру озерных котловин, где достигает, вероятно, 20 м [Кайдалов В.А, 2002]. Из отложений, озера Дыльменское и Акшинское, выделены споры и пыльца ольхи, березы, кедрового стланика, мхов и лишайников, свидетельствующие о сухом и холодном климате эпохи их формирования, характерном для второй половины позднего неоплейстоцена.

В отложениях из района оз. Джевдаха найдены обломки диатомей из рода *Eunotia*, *Pinnularia* и др., которые, по заключению Л.В. Струве, характеризуют пресноводные озерно-аллювиальные условия осадконакопления [Шуршалина, 1981]. Пресноводный озерный комплекс диатомей описан также А.П. Жузе из отложений района оз. Дальжа: *Tabellaria flocculosa* (roth.) Kutz. *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kutz. *Eunotia Lunar* (Ehr.) Grun, *Eunotia sudetica*, *O. Mull Sunedra ulua* (Nitzsch.) (Ehr.) и представители *p. Melosira* [Бешкарев и др., 1958]. [Шуршалина, 1981]

Возраст озерно-аллювиальных отложений (оз. Дальжа, оз. Джевдуха) определен Л.А. Струве и В.Ф. Морозовой [Шуршалина, 1968]. Спорово-пыльцевые спектры, отражающие холодные климатические условия второй половины позднего неоплейстоцена.

*Озерные* (III) отложения развиты по берегам озер Орель и Чля, где образуют террасовидные поверхности относительной высотой 4–6 м и 10–15 м. Представлены глинами, песками, супесями, суглинками с включениями гравия и гальки.

Севернее оз. Орель в прустьевой части долины р. Бекчи отложения образуют террасовидную поверхность относительной высотой 10–15 м. По периферии озерные отложения перекрыты аллювиальными и пролювиальными, делювиальными и пролювиальными шлейфами позднелепестцен-голоценового возраста.

Наиболее полный разрез озерных отложений вскрыт скважиной на северном берегу оз. Орель. На песках и глинах плиоценового ? возраста (снизу вниз) залегают:

1. Глины и суглинки тонкослоистые, местами ожелезненные с прослоем (0,2 м) гравелистого вулканомиктового песка-6,5 м. 2. Пески серые, мелкозернистые, кварц-

полевошпатовые, слюдистые-2,0 м. 3. Глины и суглинки тонкослоистые, местами ожелезненные с прослоями (0,5 м) мелкозернистого вулканомиктового песка-4,5 м. 4. Пески светло-серые разнозернистые, вулканомиктовые-3,0 м. 5. Глины и суглинки серые, голубоватые пластичные, участками ожелезненные с включениями гравия и с тонкими прослоями песков-4 м. 6. Глина диатомовая серая-2 м. 7. Пески серые, мелко- и среднезернистые, вулканомиктовые-2,0 м. 8. Глины и суглинки голубовато-серые тонкослоистые, местами косослоистые, слабо коагулированные с гравием и мелкими обломками раковин, и с прослоем (0,3 м) мелкозернистого, слюдистого песка-3,5 м. 9. Глины с прослоями (0,3–1,5 м)-7,0 м. 10. Глины и суглинки голубовато-серые тонкослоистые, местами косослоистые, с гравием и мелкими обломками раковин и с прослоями (0,5–0,7 м) мелкозернистых песков-11,4 м. 11. Глины и суглинки темно-серые, с растительными остатками, местами оторфованные, тонкослоистые, слюдистые, ожелезненные с гравием и мелкой галькой.....2,9 м. Общая мощность 48,8 м.

Сходные разрезы отложений установлены и в других местах. В краевых частях Бекчинской депрессии состав их более грубый, отмечаются включения гравия и гальки (до 10–15%). Мощность их составляет 20–25 м. Более грубый состав описываемых отложений приурочен также к долине р. Бекчи и наблюдается по западному побережью оз. Орель.

21----- По побережью оз. Чля слагают озерную равнину высотой 10-20 м и шириной до 4–5 км. В районе мыса Бабай расчистками изучен следующий разрез озерных отложений [Поликанов В.Р. ,1970]: (снизу вверх)1. Супеси с линзами (до 0,1 м) гравийн более 1,2 м. 2. Пески желтовато-серые с примесью гальки и гравия-2,8 м. 3. Глины и суглинки желтовато-коричневые-1,0 м. Мощность отложений более 5,0 м.

В районе пос. Чля аналогичные отложения мощностью более 6 м представлены желтыми глинами с линзами (0,5-1 см) песков. Озерно-аллювиальные осадки отличаются более грубым составом. Максимальная мощность отложений 15 м.

В отложениях, развитых близ оз. Орлик, установлены озерные виды диатомей: *Melosira baicalensis* (K.Meyer.) Wisl, *M. granulate* (Ehr.) Ralфа? *Eunotia pectinalis* v. *minor* (Kutz.) Rabenh. И др. (опред. Л.А.Струве). В спорово-пыльцевых спектры, преобладают древесные виды березы (*Betula costata* trauty., *B. Platyphylla* Suk) и ольхи (в сумме 48-83%), довольно много хвойных – *Picea*, *Pinus*, *Abies*, *Larix* и единичная пыльца широколиственных – *Corylus*, *Quercus*, *Carpinus*. Среди травянистых преобладают *Cramineae*, *Cyperaceae*, *Ericaceae*. Среди спор много *Sphagnum*, *Polypodiaceae*. По заключению В.Ф. Морозовой, спектр отражает теплые и влажные климатические условия периода поздне-неоплейстоценового потепления [А.А. Козлов, 1968].



В споро-пыльцевых спектрах проб, отобранных в районе м. Бабай и на северном побережье оз. Чля, преобладает пыльца кустарниковых видов берез, из широколиственных отмечена в небольшом количестве пыльца лещины и вяза. По мнению Л. Л. Казачиной и Л. И. Лукашовой [Поликанов В.Р., 1970.], возраст этих отложений – поздний неоплейстоцен.

*Аллювиальные* (аШ) отложения достаточно широко развиты на всех крупных реках района, а также в долине р. Амур. Представлены галечниками иногда с валунами, гравийниками, песками, суглинками, илистыми глинами и слагают чехлы эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас различных уровней (5–15 м). Террасы хорошо выражены, имеют ровную субгоризонтальную поверхность или слабо наклонены к руслам рек, достигают ширины 3–5 км. Литологический состав террасовых отложений этого возраста довольно разнообразен и определяется преимущественно рельефом местности и в меньшей степени составом разрушаемых эрозией пород. В долинах горной части территории это преимущественно галечники с примесью песков и супесей, в равнинной части Орельской и Удиль-Кизинской впадин преобладают тонкообломочные фракции – пески, глины, суглинки. Отложения достаточно хорошо изучены в естественных обнажениях, с помощью линий буровых скважин и горными выработками.

В долине р. Амур в пределах Орельской впадины поздненеоплейстоценовые отложения перекрывают рыхлые отложения кантагской толщи и сами, в свою очередь, погребены голоценовым аллювием.

В уступе террасы у пос. Акша вскрыты верхи разреза поздненеоплейстоценовых отложений [Шуршалина, 1981]: 1. Пески желтые крупнозернистые полимиктовые, косо-слоистые, с редкими прослоями среднезернистых песков и гравийников (0,5–0,6 м)-3,2 м. 2. Пески желтые средне- и мелкозернистые слюдястые с прослоями и линзами суглинков, илов и косослоистых песков-2,3 м. 3. Суглинки темно-серые-0,5 м. Вскрытая мощность 6,0 м.

Нижележащие слои вскрыты скв. 3 на противоположном берегу Амура [Шуршалина, 1981]: 1. Пески желтовато-серые мелкозернистые слюдястые с включениями (до 25%) гальки-8,6 м. 2. Глины темно-серые слабослюдястые тонкослоистые плотные-0,6 м. 1. Пески желтовато-серые мелкозернистые слюдястые с включениями (до 25%) гальки-5,8 м. Всего 15 м

Аналогичные пески с мелкими обломками раковин вскрыты скв. 2 в южной части Орельской впадины близ устья р. Амгуни [Палицина, 1958]. По данным ВЭЗ, состав поздненеоплейстоценовых отложений в пределах южной части Орельской впадины однороден.

Преобладают пески или песчано-глинистые породы (сопротивления 50–150 Ом. м). Последние приурочены и к приустьевой части долины р. Амгунь [Козлов, 1981].

Более грубообломочные фации вскрыты скв. 1, севернее у с. Пальво [Козлов, 1981].:

1. Галечники с песчано-гравийным заполнителем (до 35%) и редкими валунами-3,5 м.
2. Гравийники с суглинисто-песчаным заполнителем (до 20 %) и примесью гальки-4,0 м.
3. Галечники с песчано-гравийным заполнителем (до 35%) и редкими валунами-10,9 м. В отложениях обнаружены единичные знаки золота. Мощность 18,4 м

В скважине у пос. Маго в разрезе позднеплейстоценовых отложений наблюдается переслаивание через 0,3–4,5 м песками, гравийниками, галечниками [Шуршалина В.А., 1969].

На противоположном берегу р. Амур в бассейне р. Масловка изучен [Тертерян А. Т, 1974] следующий разрез: 1 Галечники с валунами и песчано-глинистым заполнителем- >3.0м. 2. Галечники с песчаным заполнителем-1,5м. 3. Галечники с валунами и песчано-глинистым заполнителем-1,5м. 4. Глины желтовато-коричневые с редкой галькой-2,5м. 5. Галечники с песчаным заполнителем-9,0 м. 6. Глины илистые зеленовато-серые с редкой мелкой галькой-2,0м. Всего по разрезу более 19.5м.

Состав позднеплейстоценовых террас крупных рек и рек – притоков Амура 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 последовательно наращивают среднечетвертичные реке залегают на коренных породах.

В долине р. Амгунь у пос. Удинск скважиной [Палицина, 1958 г], вскрыты:

1. Глины темно-желтые неплотные опесчаненные.....0,20 м
2. Пески желтые мелкозернистые полимиктовые с редкими маломощными прослоями желтой глины.....2,30 м
3. Глины коричневые с мелкой (2–3 см) хорошо окатанной галькой .....0,20 м
4. Валунники с песчаным бурым заполнителем. Валуны (до 15 см) плохо окатанные.0,45 м
5. Пески серые разнозернистые с примесью (35-40%) хорошо окатанной гальки (6–8 см), щебня и гравия (0,5–1 см), с прослоями (0,3–0,4 м) глины коричневой и серой, содержащей гальку, щебень и гравий.....5,75 м

6. Валунники и галечники с гравийно-песчаным заполнителем и примесью суглинков. Галька (размером 10 см), валуны (10–20 см) хорошей и средней окатанности .....2,2 м

Общая вскрытая мощность отложений 11,1 м. В основании разреза глинистые отложения дочетвертичного возраста.

На левобережье р. Ухта разрез отложений изучен [Поликанов В.Р., 1974] с помощью шурфов:

1. Пески мелкозернистые .....	0,3
2. Супеси .....	0,3
3. Пески грубозернистые с гравием .....	0,2
4. Суглинки желтовато-серые .....	0,5
5. Гравийники, галечники, суглинки, единичные валуны .....	0,7
6. Глины с галькой, гравием и единичными валунами .....	0,7
7. Суглинки со щебнем и дресвой .....	0,4

Всего 3,1 м.

На правом берегу р. Амур в районе с. Нижняя Гавань на коренном цоколе террасы залегают галечники с гравием и разнозернистым песком, верхи разреза слагают суглинки с редкой галькой. Мощность отложений здесь около 6 м [Поликанов В.Р., 1974].

Отложения позднеплейстоценового возраста в долинах рр. Бичи и Битки слагают террасы высотой 4–8 м. Наиболее полный разрез их вскрыт скважиной [Кайдалов, 2010] на правобережье р. Бичи:

1. Суглинки буровато-серые .....	3,0 м
2. Глины бурые, красноватые, плотные и вязкие .....	2,0 м
3. Суглинки зеленовато-серые плотные с примесью небольшого количества гравия и щебня .....	6,0 м
4. Глины темно- и синевато-серые с примесью песчаного материала до 10 % и дресвы – 1-2 % .....	1,5 м
5. Суглинки серые с примесью до 40 % песков крупнозернистых .....	1,0 м
6. Глины желтовато-серые вязкие однородные .....	1,0 м

Всего 14,5 м.

В долинах горных рек аллювий имеет двучленное строение: верхняя часть (0,2–1,5 м) – суглинки, супеси, пески, реже глины; нижняя (8–15 м) – гравий, галька, валуны с заполнителем из суглинков, супесей, песков [С. А. Салун, 1981].

В долине р. Амгунь, выше устья р. Наильдан, в уступе 11 метровой террасы наблюдаются суглинки желтовато-коричневые с включением (до 10%) мелкой гальки (1–2 см) средней окатанности, мощностью 0,15 м. Ниже валунно-галечные отложения с песчано-гравийным и супесчаным заполнителем, мощностью 1,95 м. Галька (1–7 см) преобладает сверху, вниз по разрезу увеличивается (до 50%) количество валунов (10–15 см). Обломки хорошей и средней окатанности различного состава. Видимая мощность по разрезу 2,1 м.

В низовьях р. Тывлинка террасы высотой 3-8 м, верхнелепесточный аллювий представлен буровато-серыми суглинками с линзами (0,2-1,0 м) глин (верхняя часть разреза), галечников и песков (в подошве) [Леонтьев О. К., 1964, Чирков П. Л., 1972]. В долине р. Сивук терраса сложена однородными светлыми серо-зеленоватыми, иногда тонкослоистыми суглинками [Лебедев С. А., 1981.]. В долине р. Бол. Иса шурфами вскрыты пески с линзами (до 0,5 м) суглинков и глин в верхней части разреза и прослоями (до 1,5 м) галечников в его основании [Поликанов В. Р., 1968.]. Максимальная мощность отложений 15 м.

В басс. р. Акча верхнелепесточный аллювий представлен также в основном галечниками, в низах разрезов наблюдаются валуны, в верхах прослои (0,2-1,8 м) песков и суглинков, общая мощность аллювия 15-20 м [Сахьянов Л. О., 1965, Шадынский В. В., 1966.].

В долинах рек Ясмал, Турки, Эльга верхнелепесточные отложения образуют аккумулятивную и эрозионно-аккумулятивные террасы относительной высотой 8-12 м. Они представлены галечниками с песчано-гравийным заполнителем, с валунами и прослоями песков с галькой. В верхах разреза – пески, супеси, суглинки, реже глины (0,5-2 м). Мощность их 8-10 м, на цокольных террасах 2-4 м.

Схожий разрез описан на правом берегу р. Тыми [Файн Я.И., 1955]. В основании разреза – валуны, галечники с примесью бурого крупнозернистого песка, в верхах – супеси бурые с включениями (25-30 %) хорошо окатанной гальки и прослоем (0,20 м) желтовато-бурых суглинков. Мощность отложений около 3 м.

В верховьях р. Битки [Майборода А. Ф., 1960] состав отложений уже совсем другой существенно галечный, характерный для верховьев горных рек. В основании галечники крупные с небольшим количеством песка в качестве заполнителя и линз (3,1 м), выше галечники мелкие с песчаным заполнителем (0,5 м).

В верховьях горных рек состав отложений террас верхнечетвертичного звена более грубый, преобладают гравийно-галечные и валунные осадки, редко с прослоями песков.

В верховьях р. Тывлинка линией шурфов [Пилацкий В. Э., 1970] вскрыты однообразные серые галечники с редкими валунами (30-40 см в размере) и песчано-гравийным заполнителем. В верховьях рек Джук, Джапи, Турки аллювий представлен преимущественно валунно-галечными отложениями мощностью 3-6 м, реже до 15 м [19 лист, Коношков, 1974].

Мощность аллювия во впадинах до 50 м, в долинах горных рек 2-20 м.

В спорово-пыльцевых спектрах проб, отобранных из этих отложений на левобережье р. Ухта [Поликанов В.Р., 1974], обнаружены *Betula dahurica*, *Betula costata*, характерные

ризирующие, по мнению Л.И. Казачихиной, верхнее звено неоплейстоцена или современный отдел. Аналогичные по возрасту спорово-пыльцевые спектры описаны для рек Битки и Бичи [Майборода А. Ф., 1960]

Спорово-пыльцевые спектры проб, отобранных в низовьях р. Колчанка, отражают существование горно-таежных елово-пихтовых лесов с незначительной примесью березы и лиственницы и свидетельствуют, по мнению И. А. Каревской [Лебедев С. А., 1981.], о формировании вмещающих отложений в каргинское межледниковье ( $Q_{III}^3$ ). А. Р. Бокова [Темников М. С., 1978] и В. Ф. Морозова [Бравина С. Б., 1963] считают, что в долине р. Сивук накопление аллювия, вероятнее всего, совпало с периодом казанцевского межледниковья ( $Q_{III}^1$ ).

В аллювиальных отложениях южного обрамления Орельской впадины Л.А.Струве и В.Ф. Морозовой [Шуршалина, 1968] описаны спорово-пыльцевые спектры, отражающие холодные климатические условия второй половины позднего неоплейстоцена ( $Q_{III}2$ ). В спектрах преобладает пыльца деревьев и кустарников, среди которых значительное место занимает пыльца кустарниковых видов березы (*Betula ovalifolia Rupr.*, *B. exilis Suk.*, *B. Middendorfii Traut et Mey*) – 24–67% и ольхи (*Alnaster*) – 7–62%, реже встречена пыльца древесных видов березы (10–38%), ольхи (5–17%) и хвойных (до 7%). Пыльца трав разнообразна: это осоковые (34–66%), злаковые (25–36%), вересковые (до 10%): споровые представлены сфагновыми и зелеными мхами, папоротниками, плаунами. Аналогичные спектры описаны [Бешкарев, 1958], [Рубанчик, (1964)].

Споро-пыльцевые спектры проб из отложений террасы р. Акша свидетельствуют, по мнению Л. А. Казачихиной [Шадынский В. В., 1966], о существовании на этой территории хвойно-березовых лесов, произраставших в позднем неоплейстоцене.

## Голоцен

Представлен аллювиально-морскими, морскими, озерно-аллювиальными, озерными, аллювиальными отложениями.

*Аллювиально-морские* (amН) отложения приурочены к приустьевым частям рек впадающих в заливы Николая, Мухтеля, Счастья и Амурский лиман. Слагают террасу высотой 3–5 м и представлены песками, алевритами, суглинками, галечниками, супесями, илистыми глинами, гравийниками, илами. изредка с прослоями торфа (0,7–2 м).

Наиболее детально отложения изучены в низовьях р. Усалгин, где они вскрыты скважинами. В разрезе одной из них (скв.2) под торфом (мощ. 2 м) вскрыты (снизу вверх): 1. Пески серые, крупнозернистые, гравелистые, полимиктовые-2,3 м. 2. Суглинки темно-серые, тяжелые, слюдистые, с включениями растительного детрита-0,3 м. 3. Пески серые,

полимиктовые, местами кварцевые разнозернистые, с прослоями гравелистых или слабogliнистых; в низах единичная галька диаметром 1–5 см хорошей и средней окатанности-6,3 м. 4. Глины (ил?) голубовато-серые, сильно опесчаненные, с прослоями песков серых, тонкозернистых, слюдистых-4,0 м. Всего 12,9 м. Мощность аллювиально-морских отложений довольно выдержана и составляет 12–15 м.

В устье р. Мухтель, аллювиально-морские отложения представлены косослоистыми маломощными (5–15 см) слоями мелко- и среднезернистого песка, супесей и илистых глин с большим количеством растительных остатков. Мощность отложений не менее 10 м [Кайдалов 1979].

Отложения пляжа и подводная котловина зал. Счастья характеризуется сильной фациальной изменчивостью. Пляж и мелководные участки котловины сложены песками, суглинками и илистыми глинами [Поликанов В. Р., 1968.]. Вблизи устьев рек и на подводных продолжениях русел преобладают гравийники и галечники. Мощность отложений до 18 м.

Преобладающий вид *Melosira Sulcata* (Ehr.) Kutz. характерен для прибрежно-морских условий. Наряду с эстуарными формами *Coscinodiscus Lacustris* Grun., *Diploneis interrupta* (Kutz.) Cl. и др. встречены типично пресноводные – *Meridion circulare* Ag., *Eunotia gracilis* (Ehr.) Rabenh и др. В целом, по мнению Л.А. Струве (2ГУ), комплекс характеризует прибрежно-морские, близкие к современным условия местообитания диатомовых водорослей, приуроченные к устьям рек [Конюшков, 1974].

*Морские* (mH) отложения нерасчлененные. Пески, галечники, гравийники, суглинки, алевроиты, илистые пески, реже глыбы и валуны слагают узкую прерывистую полосу пляжа вдоль побережья заливов Николая, Ульбанского, Александра, Рейнеке, Екатерины (иногда в масштабе карты не выражаются).

По побережью заливов Николая и Ульбанского, слагают террасу высотой 4–5 м, песками, нередко гравелистыми, гравийниками, гравийно-галечными отложениями, к которым у скалистых обрывов примешивается глыбовый материал. В разрезе часто наблюдается переслаивание, а также фациально замещения этих пород. Галька, гравий преимущественно хорошей окатанности, часто дискоидальной формы; состоят из разнообразных пород, слагающих побережье. Общая мощность отложений 5–10 м.

Фации морского дна [Конюшков, 1974 по материалам Гершанович, 1955] представлены в основном песчано-гравийно-галечным и гравийно-песчаными осадками с ракушей и лишь в центральной, наиболее глубокой, части Ульбанского залива и против устья р. Усалгин, в зал. Николая, имеются участки с развитием илистых песков с галькой и гравием.

Современные морские отложения образуют косу Гилян, абсолютной высотой 10–12 м, которая прослеживается вдоль береговой линии зал. Александры. Здесь они представлены галечниками с включениями валунов, песчано-гравийным заполнителем, местами цементированным гидроокислами железа. Галька (3–10 см), гравий (0,5–1 см), валуны (15–30 см) хорошей окатанности, часто дискоидальной формы различного состава. Мощность их 12–15 м.

Современные морские отложения Петровской косы, залива Екатерины, Кайдаловым [21 лист, Кайдалов, 2002] отнесены к рейнекской толще, выделенной рязанцевым [Рязанцев А. А., 1984] в заливах и в акватории Охотоморского шельфа. Рейнекская толща сформировалась в период развития второй (голоценовой) стадии послеледниковой морской трансгрессии, то есть в последние 8 тыс. лет [Рязанцев А. А., 1984]. В прибрежной зоне отложения толщи выполняют пляж, современный и древние береговые валы, на шельфе слагают верхнюю часть комплекса морских рыхлых образований. Литологический состав толщи довольно пестрый: в прибрежной зоне и на мелководье преобладают галечники, иногда с валунами, при удалении от берега они замещаются песками с линзами алевритов.

В скважине изучен следующий разрез [Рязанцев А. А., 1984]: 1. Алевриты серые с линзами (до 5 см) торфов-1,6 м. 2. Пески серые мелкозернистые-0,8 м. Всего 2,4 м

На побережье толща сложена галечниками с песчаным и гравийно-песчаным заполнителем [Пилацкий В. Э., 1970, Поликанов В. Р., 1968]. Мощность ее варьирует от 2 м до 12 м.

Возраст рейнекской толщи средне-позднеголоценовый. Он обоснован данными спорово-пыльцевого, микрофаунистического и диатомового анализов [Рязанцев А. А., 1984.], радиологическими датировками (прил.11). Спорово-пыльцевые спектры из пород толщи характеризуют елово-пихтовые леса, произрастающие на этой территории и в настоящее время. В галечниках берегового вала в устье р. Тывлинка обнаружены кости современных китов [Пилацкий В.Э., 1978].

Морской генезис пород подтверждается результатами диатомового анализа. В зал. Николая обнаружены морские диатомеи: *Melosira sulcata* (Ehr.) Kutz., *Thalassiosira exentrica* (Ehr.) Cl солоновато-водно-морская *Nitzachia punctata* (w.Sm.) Grun. и спикулы морских губок совместно с пресноводными диатомовыми водорослями (Чемяков, 1960)[Конюшков, 1974]. Возраст отложений обоснован многочисленными спорово-пыльцевыми спектрами, которые описаны В.Ф. Морозовой (2ГУ) [Шуршалина, Козлов и др., 1966 г], П.Н. Соколовой (2ГУ), В.А.Дуднаковой [Файн, Голота и др., 1956 г].

*Озерно-аллювиальные* (IaH) отложения имеют ограниченное распространение и

наблюдаются в окрестностях озер Удыль, Орель, Чля. Это пески, глины, суглинки, илы, редко с гравием и галькой, и пропластками торфа.

В устье рек Джапи и Ул, северо-восточнее озера Орель, слагают пойму и террасу высотой 2–4 м. Залегают под слоем торфа (1–3 м) и представлены мелко- и среднезернистыми слюдистыми песками, переслаивающимися с илами и глинами (прослой от 1–5 см до 0,5 м). На глубине 5–6 м пески переходят в гравийно-галечные отложения. Мощность до 10 м. В протоке, соединяющей озера Орель и Чля, восточнее пос. Орель-Чля, скважиной вскрыты илы серые, зеленовато-серые, неплотные слюдистые, слабо опесчаненные, иногда ожелезненные, с прослоями (5–20 см) плотного хорошо разложившегося торфа, глин и песков. Вскрытая мощность 6,5 м.

Полная мощность не превышает, по-видимому, 10–12 м [Козлов, 1981].

В окрестностях оз. Удыль, озерно-аллювиальные отложения окаймляют широкой (2–4 км) полосой его северное и южное побережье. Они представлены песками, глинами и суглинками, иногда содержащими пропластки торфа. Типовой разрез современных отложений вскрыт А.Ф. Майбородой [Майборода А. Ф., 1960] скважинами ручного бурения на северной окраине оз. Удыль, между устьями рек Бол. Силасу и Бичи. Здесь снизу вверх залегают: 1. Пески мелкозернистые серые -1,1 м. 2. Глины темно-серые -3,7 м. 3. Пески мелкозернистые светло-серые -1,1 м. 4. Суглинки светло-серые -0,9 м. 5. Глины темно-серые -2,8 м. Всего 9,6 м.

Другой, близкий по составу, разрез задокументирован на западном окончании оз. Удыль, возле мыса Резиденция: 1. Пески мелкозернистые кварц-полевошпатовые светло-серые -2,2 м. 2. Пески мелкозернистые кварц-полевошпатовые с растительным детритом -1,05 м. 3. Суглинки зеленовато-серые -1,0 м. 4. Пески мелкозернистые зеленовато-серые кварц-полевошпатовые -1,3 м. 5. Глины темно-серые с зеленоватым оттенком -1,0 м. Всего 6,55 м.

Полная мощность этих отложений, по данным А. Ф. Майбороды [Майборода А. Ф., 1960], составляет на отдельных участках более 15 м.

В пробах, отобранных из песка и глин в описанных выше разрезах по оз. Удыль, содержатся споры и пыльца современной растительности [Майборода А. Ф., 1960].

*Озерные* (И) отложения нерасчлененные распространены в Удыль-Кизинской и Орельской впадинах, где слагают пляж (50–100 м, реже до 500 м) и подводную котловину озер. Отложения представлены главным образом песчано-галечным и илисто-глинистым материалом. Галька имеет хорошую окатанность и сортировку. Высота озерной поймы 2–5 м. [Козлов, 1981].



На побережье озер Орель и Чля, отложения представлены, в основном, глинами, и суглинками с растительным детритом и гравием, с прослоями (10–50 см) песка, иногда илистого. На поверхности иногда наблюдаются береговые валы относительной высотой 2–4 м, сложенные песчано-гравийно-галечными отложениями, отсортированными, преимущественно хорошей окатанности. Озерные отложения на пологих берегах представлены песками и илами, у скалистых – галечниками, гравийниками, песками, валунниками, реже глыбами. В пределах котловины ее периферийную часть слагают пески с редкой галькой и гравием, в центре доминируют глины и илы. Мощность отложений не превышает 10 м [21 лист. Кайдалов, 2001].

Озерные отложения, окаймляющие побережье озера Удыль, представлены песками, глинами и суглинками, иногда содержащими редкие маломощные пропластки торфа. В основании разрезов зафиксированы глины темно-серые, в верхах – пески мелкозернистые серые, темно-серые, с прослоями серых глин, и серых зеленовато-серых суглинков (до 1 м). Полная мощность этих отложений на отдельных участках оз. Удыль составляет более 15 м.

В спорово-пыльцевых пробах, отобранных из песка и глин по периферии оз. Удыль, содержатся споры и пыльца современной растительности [Кайдалов В.А., 2011].

В пробах из скважин на берегу оз. Орель и у пос. Пальво обнаружены и определены А. Л. Чепалыга пресноводные голоценовые моллюски *Gipangopaludina praerosa* (Gerstf.) juv. form. [Ахметьева, 77]. Спорово-пыльцевые комплексы представлены современной растительностью и также указывают на голоценовый возраст отложений [Кайдалов, 2002].

*Аллювиальные* (аН) отложения нерасчлененные развиты в долинах всех водотоков. Галечники, пески, суглинки, глины, супеси, гравийники, валунники, илы слагают низкую и высокую пойму высотой 1–5 и 2–10 м. Широко распространены на р. Амур и его притоках, особенно в пределах Орельской впадины, где ширина поймы достигает 20–30 км. На равнинных участках поверхность современной поймы часто заболочена и покрыта мощным (до 0,5 м) почвенно-растительным слоем и торфом. Но в отличие от более древних отложений она рассечена массой старичных протоков и понижений, что способствует более уверенному опознанию пойменных отложений при дешифрировании аэрофотоматериалов.

Современный аллювий р. Амура в районе Удыль-Кизинской впадины на всю мощность (от 3 до 10 м) сложен тонкообломочными осадками, в основном песками, чаще всего тонкозернистыми, илистыми, в которых улавливаются элементы слоистости, обусловленной периодическими отложениями обломочного материала во время паводков.

У подмываемых берегов р. Амур (Чаятынский пережим) в составе поймы доминируют галечники с хорошо окатанными гальками различных размеров. В районе пос. Ухта [96 Файн, 1955] в разрезе поймы р. Амур наблюдаются пески тонкозернистые илистые с прослоями иловатых суглинков и глин. Мощность пойменных отложений р. Амур здесь по одним данным составляет 15–30 м [96 Файн, 1955], по другим – 30–40 м [Бравина С.Б., 1963,].

В Орельской впадине разрез пойменных отложений, имеет двухчленное строение: в верхней части разреза преобладают глины и суглинки (пойменная фация), нижняя часть сложена галечниками и валунами с линзами песков (русовая фация). Залегает голоценовый аллювий непосредственно на верхнеплейстоценовых, плиоценраннеплейстоценовых отложениях, в краевых частях иногда на выветрелых породах фундамента. В скважине 2 у пос. Маго [Шуршалина В.А, 1969] вскрыты (снизу вверх): 1. Галечники с глинисто-песчаным заполнителем-3,7м. 2. Галечники с валунами и песчано-гравийным заполнителем-3,6м. 3. Пески серые, желтовато-серые разномзернистые с включениями гальки и гравия-1,0м. 4. Пески серые мелкозернистые с прослоями (2–5см) суглинков коричневатых-13,0м. 5. Суглинки серые с прослоями (0,5–8,0см) бурых железистых суглинков-2,8м. 6. Суглинки темно серые-1,2м. Всего 25,3м.

На протоке Гусинник верхи разреза (1,5 м) [Кайдолов, 2002] сложены буроватыми суглинками с прослоями (1–10см) песков мелкозернистых, а низы (19,5м) илистыми глинами с линзами (до 1,0 м) песков и гравийников. Максимальная мощность аллювия в пойме Амуре на этом участке достигает 30м.

Мощность современного аллювия Амуре составляет от 1–2 до 30 м.

Пойменный аллювий рек Усалгин, Джук, Джапи, Амгунь и других крупных притоков р. Амур характеризуется меньшими мощностями (порядка 10–15 м совместно с русловыми отложениями) и более грубым составом. Отложения представлены гравийно-галечными и валунно-галечным материалом, перекрытыми песками, глинами, суглинками и супесями мощностью 0,5–3 м.

В долине р. Амгунь скважиной, расположенной на высокой пойме, к северу от пос. Удинск [Палицына, 1958] под почвенным слоем (0,55 м) вскрыты глины (илы?) (7,45 м) серые вязкие слабо опесчаненные с примесью гравия и редкой гальки. В основании на дочетвертичных конгломератах и сланцах, прослеживаются переслаивающиеся между собой, аллювиальные (частично, видимо более древние - верхнечетвертичные) пески с гравием и галькой, валунно-галечные отложения и галечники.

В долине р. Усалгин, ниже устья р. Онокто, у бровки левобережной террасы, шурфом (под торфом мощностью 0,4 м) вскрыты (снизу вверх): 1. Галечники с песчано-

гравийным заполнителем. Галька (2-8 см) хорошей окатанности, различного петрографического состава-2,7 м. 2. Пески желтые, крупнозернистые, с гравием (20%)-0,5 м. 3. Суглинки бурые, тяжелые, с единичной галькой песчаников-0,6 м. Общая вскрытая мощность 3,8 м. В низовьях р. Усалгин аллювиальные отложения фациально замещаются аллювиально-морскими. Мощность аллювия увеличивается от 3-6 м в долинах горных рек до 10 м в долинах равнинных рек [Конюшков, 1974].

Подобные разрезы пойменного аллювия характерны для рек и в других частях территории. В верховьях горных рек пойменный аллювий представлен валунно-галечными отложениями. Ближе к устью гравийно-галечные отложения обычно слагают низы разреза, а вверху преобладают пески и илы, и (мелкообломочные фации).

Мощность отложений в долинах горных рек 1-5 м, а в долинах равнинных и крупных рек района 5-10 м.

В долине р. Сивук установлен следующий обобщенный разрез пойменных осадков [Темников М. С., 1978]: 1. Галечники с глинистым заполнителем-9 м. 2. Суглинки серые-2,5 м. Мощность отложений 11,5 м. Максимальная мощность отложений, для этой части территории 15 м.

Наиболее полный разрез пойменных отложений, типичный для малых рек, изучен в долине ручья Хутаксо (р-н оз. Иркутское) [Астафьев В.Ф., 1972, Дьячков М.К., 1979], где снизу вверх залегают: 1. Галечники, глины, валунники, пески-4,0 м. 2. Галечники, валунники, пески, глины -4,5 м. 3. Ил серый, пески, глины-1,3 м. Всего по разрезу 9,8 м. Для галечников характерны средняя окатанность материала и наличие валунов (10 %). Глины желтого, светло-желтого цвета с примесью (15-20 %) песка присутствуют как связующая масса. Мощность отложений в верховьях малых рек и ручьев не превышает 1-2 м, в низовьях достигает 4-6 м.

В среднем течении р. Бекчи [Стеганцов 1973] наблюдался несколько отличный состав аллювия голоценовых отложений: 1. глины с выветрелым щебнем пород плотика (кора выветривания)-2,5 м. 2. глины и иловатые суглинки с включением (до 30%) мелкой гальки и щебня-4 м. 3. Галька песчаников, гранитов и глинистых сланцев на половину с песком-5 м. 4. Глины плотные желтые с галькой-0,6 м. Всего 12,1.

В долинах рек, текущих по площадям с расчлененным рельефом и широким развитием базальтоидов (рр. Кривая Кенжа, Гольцовая, Хановка и др.), развиты валунные отложения, образующие либо сплошные, либо прерывистые каменные поля [Добкин, 1913].

В верховьях малых рек и ручьях, в узких долинах пойменный аллювий состоит только из грубозернистой фракции – валунно-галечных и гравийно-галечных плохо окатанных отложений с незначительной примесью песка. На отдельных участках он отсутствует и русла рек пролегают по коренным породам. В верховьях ручьев аллювий представлен хорошо промытыми щебнем, дресвой и глыбами, по сути представляющими собой промытые от мелкозема делювий и коллювий.

Возраст отложений установлен палинологически. Из аллювия I надпойменной террасы р. Усалгин и р. яхта определены спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладает пыльца древесных пород (12–70%) - *Betula*, *Alnus*, *Plnus*, *Pioea*, *Larix*, встречаются единичные зерна пыльцы широколиственных - *uimis*, *Quercus*. Пыльца травянистых (2–17%) разнообразна с преобладанием *Cyperaceae*, *Ericaceae*, ореди опор преобладают *Lyeopodiaceae*, *Polypodiaceae*, *Bryales*, *Sphagnales*. Характер спорово-пыльцевых спектров указывает на то, что отложения формировались в оптимальных климатических условиях голоцена (Файн., 1958). Описываемые породы сопоставляются с палинологически охарактеризованными отложениями I надпойменной террасы рек смежных территорий Нижнего Приамурья.

В пробах из скважин на берегу оз. Орель и у пос. Пальво обнаружены и определены А. Л. Чепалыга пресноводные голоценовые моллюски *Gipangopaludina praerosa* (Gerstf.) juv. form. [Ахметьева Н.П., 1977]

Спорово-пыльцевые комплексы представлены современной растительностью и также указывают на голоценовый возраст отложений [Геофизические материалы на листы N-54-XXI, XXVII, XXXIII, 2001, Лебедев С. А., 1981, Пилацкий В.Э., 1978, Рязанцев А. А., 1984, Шуриалина В.А., , 1969, Тертерян А. Т. 1974] [Майборода А. Ф, 1967, Кайдалов, 2010, Майборода А. Ф1960].

#### Неоплейстоцен–голоцен.

##### Верхнее звено неоплейстоцена–голоцен.

*Аллювиальные и пролювиальные* (а,рIII-Н) отложения слагают предгорные шлейфы в долинах верхних течений рек Малахта, Бекчи, Вынга, Вьюн и равнину севернее оз. Удыль. Представлены глинами, суглинками, дресвой, гравийниками, галечниками.

В среднем течении р. Бекчи галечники, бурые, лимонитизированные, глины и суглинки с песком, залегающими как на коренных породах, так и на средневерхнечетвертичных озерных и аллювиальных отложениях. Галька мелкая и средняя, различной окатанности, мощность отложений, судя по буровым скважинам [Стеганцев, 1972] достигает 3,5–10 м. В долине р. Малахта на миоцен-нижнеплейстоценовых отложениях кон-

тагской толщи залегают галечники с примесью валунов, сцементированные песчано-глинистым материалом и редким щебнем, мощностью 2–5 м.

На правом борту р. Бол. Тисс [Лебедев, 1981] вскрыты глины темно-бурые, серовато-желтые, буровато-серые со слабо окатанным редким щебнем и прослоями (1,0 м; 1,4 м; 2,3 м) галечников серовато-бурых с глинистым заполнителем. Мощность отложений по разрезу 12,1 м. Максимальная мощность аллювиальных и пролювиальных отложений здесь достигает 15 м.

К северу от оз. Удыль аллювиальные и пролювиальные отложения слагают широкие пологонаклонные поверхности, к югу от него, небольшие по площади изолированные участки. Отложения представлены глинами, суглинками, часто переувлажненными с поверхности, с примесью щебня и глыб. По разрезам, наблюдается неясное переслаивание через 2–3 м суглинков однородных и суглинков с примесью щебня. С глубиной содержание щебня увеличивается. Общая мощность отложений достигает 12 м [Добкин, 2013].

К западу от оз. Удыль А. Ф. Майбородой [Майборода А. Ф., 1960, Кайдалов, 2010] скважинами ручного бурения изучен следующий разрез: 1. Галечники с песчаным заполнителем - 0,9 м. 2. Пески мелкозернистые - 1,2 м. 3. Галечники с песчаным заполнителем - 1,5 м. 4. Пески мелкозернистые светло-желтые - 0,9 м. Всего 4,5 м.

Общая мощность отложений составляет более 10 м.

Между описанными выше аллювиальными и пролювиальными, делювиальными и пролювиальными отложениями существуют различные взаимопереходы и принятое расчленение их довольно условно. Накопление этих образований, судя по их соотношениям с аллювиальными отложениями среднего звена неоплейстоцена, происходило, по видимому, на всем протяжении поздней поры неоплейстоцена и в голоцене одновременно с формированием современного горного рельефа.

Возраст описанных выше образований обосновывается тем, что они перекрывают, или фациально переходят в аллювиальные отложения поздненеоплейстоценовой террасы и, в свою очередь, сами прорезаются современными речными долинами. Кроме этого, делювиальные отложения верховьев руч. Ивановский, аллювиальные и пролювиальные отложения руч. Тисс охарактеризованы палинологическими пробами. Спорово-пыльцевые спектры проб из их нижней части представлены, по мнению И. А. Каревской [Лебедев, 1981], пыльцой хвойных с примесью широколиственных (потепление -  $Q_{III}^3$ ), средней – спорами и пыльцой мхов, ерников, кедрового стланика (похолодание -  $Q_{III}^4$ ), а верхняя часть разреза охарактеризована пыльцой и спорами современной растительности ( $Q_{IV}$ )

*Пролювиальные и делювиальные (р, dIII-H) отложения широко распространены в низкогорной 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. Предгорные **пролювиальные и делювиальные шлейфы** представлены суглинками, супесями со щебнем и дресвой, глинами, плохо окатанной галькой и небольшими глыбами вместе со щебнем, иногда с валунами (20-40%) (западные части Орельской впадины). Литологический состав обломков смешанный и зависит от состава пород располагающихся выше по склону на значительном удалении. Наиболее протяженные предгорные шлейфы длиной до 20-30 км и шириной до 5 км наблюдаются севернее оз. Орель и западнее оз. Джевдуха. В Усалгинской впадине пролювиально-делювиальные отложения распространены в относительно узкой полосе вдоль прибортовых ее частей, где перекрывают породы юрского возраста, а ближе к осевой части впадины – верхнечетвертичные отложения, частично замещая последние. Здесь отложения представлены суглинками, супесями с включениями гальки, гравия, дресвы, щебня (5-30%). Мощность их увеличивается от бортов к центру впадины от 1-2 до 3-6 м и, возможно, более.

Мощность их 1-6, реже до 10 м [Шуршалина, 1981, Конюшков, 1974, Добкин, 2013] и только на севере и северо-восточнее Орельской впадины до 20 м [Кайдалов, 2002].

Конусы выноса (размер 0,2–0,3 км), приуроченные к приустьевым частям распадов и ручьев, образованы дресвяно-щебнистым, редко галечниковым материалом с песчано-суглинисто-глинистым заполнителем.

**Пролювиальные и делювиальные** отложения фрагментарно дешифрируются на МАКС по уступу, тыловому шву, серому фототону и иногда по струйчатому рисунку.

Возраст отложений определен по характеру соотношения их с верхнечетвертичными породами, а также на основе сопоставления с аналогичными образованиями прилегающих районов Нижнего Приамурья, для которых принято считать, что время наиболее интенсивного формирования склоновых образований приходится на позднечетвертичное оледенение и захватывает современную эпоху.

Пролювиальные и делювиальные отложения в большинстве, по-видимому, одно-возрастны с аллювиальными отложениями надпойменных верхнеплейстоценовых террас. В долинах рек отчетливо видно налегание шлейфов на поверхности средне– и позднечетвертичных террас, а в разрезах фиксируется переслой делювиально-пролювиальных щебнисто-глинистых и аллювиальных галечно-песчаных отложений. Так как их формирование продолжается и в настоящее время, то их возраст принимается верхнеплейстоценовым–голоценовым.

**Коллювиальные и солифлюкционные** (d,sIII-H) отложения пользуются не значительным распространением на крутых склонах в западной гористой части территории на высо-

тах с абсолютными отметками примерно свыше 1000 м., и в основном на интрузивных породах. Представлены глыбами в суглинистом субстрате и глыбовыми осыпями с примесью щебня. Мощность отложений до 10 м.

*Делювиальные и солифлюкционные (d,sIII-H)* отложения пользуются значительным распространением на округлых пологих склонах. Этот тип отложений, представленный глинами, суглинками, супесями, щебнями и дресвой, сформировался под действием денудационных процессов и смещения осадков по склону под воздействием криогенных факторов. Вверх по склонам они постепенно переходят в делювиальные или коллювиальные и делювиальные накопления, вниз – сменяются делювиальными и пролювиальными, аллювиальными и пролювиальными отложениями либо перекрывают речные и морские террасы. Вещественный состав обломочного материала соответствует составу коренных пород верхней части склона и подстилающих пород. В сносимом со склонов материале, от склона горы к периферии, наблюдается постепенный переход от грубообломочных щебнистых в суглинисто-глинистые отложения. Мощность их колеблется от 1–1,5 на склонах до 15 м у их подножий.

Распространение этого типа отложений, по левобережью Амура, объясняется отрицательной среднегодовой температурой ( $-2^{\circ}\text{C}$ ), сезонным промерзанием грунтов и островным распространением многолетней мерзлоты.

*Делювиальные (dIII-H)* отложения пользуются наибольшим распространением среди склоновых образований. Они сплошным чехлом покрывают склоны средней и малой крутизны с многочисленными неглубокими эрозионными ложбинами временных водотоков. Сложены супесями и суглинками с включениями (5-30%) дресвы, щебня, иногда с небольшими глыбами. В горных выработках в делювиальных отложениях наблюдалась неясно выраженная слоистость и ориентировка обломочного материала длинной стороной вниз по склону. На коренных породах обычно залегает слой суглинков с примесью щебня вышележащих по склону образований. Делювиальные отложения повсеместно скрыты под почвенным слоем и лесной растительностью. Наиболее грубые глыбово – щебнистые разности фиксируются на склонах средней крутизны, где они и имеют наименьшую (до 1 м) мощность. У подножий пологих склонов в составе делювия преобладают суглинки, глины и дресва, мощность отложений колеблется от 0,5 м в верхней части до 10 м в основании.

*Коллювиальные и делювиальные (c,dIII-H)* отложения широко распространены на территории листа, где представлены глыбниками, дресвой, щебнем, суглинками и супесями. Формирование их происходит за счет гравитационного смещения и плоскостного смыва продуктов химического и физического выветривания пород на склонах средней

крутизны, а состав и размерность обломочного материала определяется свойствами пород субстрата, подвергаемого разрушению. Склоны обычно покрыты почвенно-растительным слоем кроме участков свежих осыпей, которые в дальнейшем снова затягиваются делювиальным материалом. Незакрепленные осыпи встречаются редко на отдельных небольших по площади участках в районе хребта Пуэр и в бассейне р. Гера [Добкин]. Мощность рассматриваемых отложений непостоянна и колеблется от 1–2 м в верхних частях склонов до 6 м у их подножий.

*Коллювиальные* (сIII-N) отложения распространены ограниченно в пределах наиболее возвышенных участках рассматриваемой территории с абсолютными отметками 600–1000 м на крутых склонах гор, и в узкой полосе по северному морскому побережью. Они представлены подвижными и закрепленными щебнем, глыбами, дресвой, реже суглинками и супесями. Образуют осыпи и щебнисто-глыбовые плащи на склонах, обваль-но-осыпные накопления в их основании. Как правило, эти отложения приурочены к выходам интрузивных пород или роговиков, наиболее устойчивых к процессам физического выветривания. Количество мелкозема обычно незначительно и составляет 10-25%. Грубо-обломочный материал слабоокатанный, глыбы и отломы со сбитыми углами часто раскалываются, скатываясь вниз по склону. 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 средне- низковысотных горах. Они состоят из нагромождения остроугольных глыб размером до 1,5 м в поперечнике, а также щебня с незначительной примесью дресвы, суглинка и супеси. В верхних частях склонов мощность глыбовых осыпей незначительна, у подножий склонов достигает 6-8 и более м.

Морское побережье в заливах Ульбанский, Академии, Александры в северной части почти на всем протяжении является сплошной коренной стенкой отрыва обвалов, которые сваливаются в море и размываются, образуя узкие пляжи с остроугольными обломками. Мощность отложений варьирует от 1,0 м в верхних частях склонов до 8,0 м у подножий.

*Элювиальные образования и делювиальные отложения* (e,dIII-N) распространены в основном в низкогорной части территории на слабонаклонных широких водоразделах и приводораздельных участках склонов. Это продукты выветривания, представленные несортированными щебнями, глыбами, дресвой связанными в разных пропорциях супесями и суглинками, подвергнутые незначительному смещению. Сверху распространены мелко-обломочные фации, содержание щебня и глыб максимально в подошве отложений. Грану-



лометрический состав отложений зависит от литологии подстилающих коренных пород. Наиболее протяженные площади распространения элювиальных и делювиальных отложений (до 10 км) наблюдаются на вулканитах кизинской свиты. Ширина их выходов варьирует в пределах 0,5–1,0 км. Мощность этих отложений составляет от 0,5 м на водоразделах до 3,5 м на склонах.

*Элювиальные образования* (еШ-Н) распространены в северо-восточной части территории на выположенных водоразделах и уплощенных вершинах холмов и низковисотных гор в пределах абсолютных отметок 100–600 м. Представлены глыбами, щебнем, супесями, дресвой, песками глинистым материалом. Нижние горизонты элювия, как правило сохраняют структурные особенности исходных пород. Элювиальные образования верхнего горизонта, в результате вертикального перемещения материала в процессе выветривания (кристурбация и пр.), практически утратили их признаки. 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 ороговикованных породах размер глыб составляет около 0,5 м, а промежутки между ними заполняются щебнем и глинистым материалом. В районах развития осадочных пород развиты в основном мелкощебнистые разности (щебни и дресва с глинисто-песчаным и суглинистым заполнителем). В верхней его части фиксируется дресвяно-щебнисто-суглинистые отложения, вниз по разрезу содержание обломочного материала увеличивается до 70–80 %, появляются редкие глыбы (15–30 см) [Лебедев, 1981]. Обломки ориентированы беспорядочно. На склонах гор отмечены фациальные переходы в элювиально-делювиальные и делювиальные отложения. Мощность элювиальных образований составляет обычно 1,0–1,5 м и лишь на участках, сложенных кислыми вулканитами и гранитоидами, увеличивается до 2,5 м.

Заканчивая описание различных генетических типов склоновых отложений, необходимо отметить, что они рассматриваются как фациальные образования без четких между ними разграничений. Формирование рыхлого чехла склонов обусловлено совместной деятельностью двух и более процессов, из которых ведущими являются плоскостной смыв и гравитационное оползание под воздействием силы тяжести.

Формирования рыхлых склоновых накоплений началось, по-видимому, еще в дочетвертичное время и происходило синхронно с формированием гор и впадин. Однако, следует иметь в виду, что отложения этого типа находятся в неравновесном динамическом состоянии и возраст их нижних горизонтов постоянно омолаживается. В пределах рассматриваемой территории палинологически они не датированы. По соотношению склоновых отложений с ал-

лювиальными отложениями пойм и террас возраст их определяется как поздний неоплейстоцен – голоцен.

#### 1.7.1.2. Островная суша

Отложения четвертичной системы островной суши изучены очень слабо. Специальных работ по их изучению практически не проводилось. Наиболее детально, на отдельных участках, были изучены морские террасы различных уровней при проведении геологической съемки масштаба 1:200000 первого и второго издания, а также тематических работ [Ведерников Г. С., 1978, Александрова А. Н., 1982, Александров С. М., 1973, Ганешин Г. С., 1963, Коноваленко А. А., 2001]. Практически не изучены отложения склонов и водоразделов, лагунные и лагунно-аллювиальные отложения.

Формы рельефа островной суши не отличаются разнообразием, четвертичные отложения, в их пределах, развиты повсеместно, и по условиям образования расчленены на ряд генетических типов. На наиболее приподнятых участках Северо-Сахалинской равнины и на полуострове Шмидта отложения представлены в основном гравитационными осадками, среди которых преобладают делювиальные, коллювиальные, делювиальные и коллювиальные. На плоских водоразделах и склонах широко развиты элювиальными, элювиальные и делювиальные образования. Прибрежные равнинные территории выполнены морскими, озерными, аллювиальными, аллювиальными и пролювиальными, делювиальными и пролювиальными, палюстринными, аллювиально-морскими отложениями.

По возрасту четвертичные отложения отнесены к среднему и верхнему звеньям неоплейстоцена и голоцену.

#### Неоплейстоцен

*Среднее звено* в пределах островной суши представлено морскими и озерно-аллювиальными отложениями нерасчлененными, имеющими незначительное распространение.

*Морские* ( $m^4\Pi$ ) отложения распространены вдоль западного и северного побережья полуострова Шмидта и, фрагментарно, в Пиль – Диановской и Байкальской низменности. Отложения представлены песками, галечниками с суглинками, галькой и гравием, и слагают аккумулятивный чехол террасы высотой 40–60 и 80–120 м. Разрез их изучен на побережье Северного залива, в устье р. Палуиф, где снизу вверх выходят: 1. Гравийно-галечные отложения с хорошо окатанной галькой размерами до 10 см в составе гальки преобладают алевролиты-1,2 м. 2. Пески среднезернистые, серые, с галькой и гравием алевролитов-0,7 м. 3. Гравийно-песчаные отложения, залегающие в виде прослоек мощностью по 10–20 см, чередующихся со

слоями серых среднезернистых песков-6,0 м. 4. Суглинки с примесью песчаного материала-4,0 м. 5. Торф-1,5 м. Всего по разрезу 13,4 м.

В районе бывших поселков Пильво и Ныврово разрезы террасы этого уровня сложены грубыми галечниками с валунами и разнозернистыми песками, содержащими линзы и прослойки суглинков, супесей, глин и песков. Мощность этих отложений достигает 20 м.

В Байкальской депрессии, в междуречье Бол. Лапшинка – Полещука, слагают чехол морской террасы уровня 40–60 м. Сложены галечниками с суглинками, песками мощностью от 5 до 20 м.

Возраст определен на основании спорово-пыльцевых спектров, выявленных из нижней части отложений побережья Северного залива, в которых главную роль играет пыльца древесных растений (62%), представленная *Abies* (1%), *Picea* (11%), *Pinus s/p Haploxyton* (13%), *Pinus s/p Diploxyton* (36%), *Alnus*, *Betula* (17%) и единичными зёрнами широколиственных растений – *Corylus*, *Carpinus*, *Acer*. В верхней части происходят значительные изменения спорово-пыльцевых спектров: увеличивается содержание *Pinus s/p Haploxyton* (до 40-48%), исчезает пыльца *Alnus*, *Betula*, *Acer*. В наземном покрове увеличивается роль сфагновых мхов [Александрова А. Н., 1982]

*Озерно-аллювиальные* (IaII?) отложения выделены на Северо-Сахалинской равнине в верховьях р. Лангры и в среднем течении р. Вал, где занимают небольшие заболоченные участки пониженной части рельефа. Представлены они песками, гравием и галькой с линзами и прослойками гравийно-галечниковых отложений, суглинков и глин. Мощность до 30 метров.

В среднем течении р. Вал отложения переслаиваются песками разнозернистыми, суглинками и песчаными глинами, вмещающими линзы песков крупнозернистых с гравием и галькой. Мощность их не превышает 6 м. Формирование осадков, судя по палинологическим данным (крайне угнетенные спорово-пыльцевые спектры) и геоморфологическому положению, происходило, вероятно, во второй половине среднего плейстоцена. [Евсеев В.Ф., 1990; Соловьев, Ганешин 1971]

**Верхнее звено** имеет в пределах островной суши достаточно широкое распространение и представлено отложениями различного генезиса – аллювиально-морскими (amIII), морскими (mIII) и аллювиальными (aIII).

*Аллювиально-морские* (amIII) отложения наблюдаются в виде широкой (до 5 км) полосы в долине реки Эрри и по северо-западному побережью зал. Пильтун. Представлены песками, галечниками, суглинками, глинами. Галечники средней и хорошей окатанности, плохо сортированные. В приустьевой части долины реки Эрри в составе отложений преобладают галечниками с суглинками и песком. Мощность отложений 6–20 м. Возраст принят на основании небогатого комплекса морских, пресноводно-солонатоводных и пресноводных диатомей:

*Melosira italica*(Her.) Kutz. ,*navicula pusilla* W. Sm. и др. в пределах верхней части неоплейстоцена [Александрова А. Н., 1982,]

*Нижняя часть. Морские* (mIII<sup>1</sup>) отложения занимают большие площади в Байкальской депрессии и на побережье Амурского лимана, слагают чехол морской террасы (20–40 м) и представлены песками с линзами и прослоями гравийно-галечниковых накоплений (0,1–0,3 м), суглинков (0,2–0,6 м) и глин (до 2 м).

Характерный разрез вскрыт скважиной, пройденной на побережье Амурского лимана вблизи п. Луполово [Ведерников, 1964]. Снизу вверх: 1. Пески светло-серые, мелкозернистые, в основании слоя крупно- и среднезернистые с редким гравием, подстилаемые глинами неогенового возраста-2,3 м. 2. Пески желтовато-серые, среднезернистые с гравием (до 10%)-4,15 м. 3. Пески серые и буровато-желтые, среднезернистые, с гравием-2,86 м. 4. Глины темно-серые, пластичные, с гнездами песка-0,6 м. 5. Суглинки зеленовато-серые, вязкие, с линзами песка-0,3 м. 6. Пески серые, крупнозернистые, слюдистые, с гравием (15%)-1,7 м. 7. Пески серые, желтовато-серые, мелкозернистые, слюдистые-4,6 м. 8. Суглинки серые опесчаненные, слабо-пластичные-0,3 м. 9. Пески желтовато - и зеленовато-серые, мелкозернистые, слюдистые, с редкими пропластками зеленовато-серой глины мощностью 0,3-1 см-4,6 м. 10. Суглинки серые с зеленоватым оттенком, вязкие-1,0 м. 11. Пески зеленовато-серые, мелкозернистые, уплотненные-0,8 м. 12. Переслаивающиеся желтые и серые мелкозернистые пески-4,4 м. Всего 27,6 м.

По побережьям заливов Байкал и Помрь морские отложения прослеживается непрерывной полосой, шириной от 0,5–1 до 3–10 км, а также наблюдаются в долинах рек Большая Нельма и Волчанка. На более древних отложениях они залегают с размывом. Сложены галечниками с песком, песками с гравием, гравийниками. В разрезах преобладают кварцевые несортированные пески с редкими прослоями глин и суглинков. Глинистые прослои маломощны и чаще всего распространены в верхах толщи. Пески от гравелистых до тонкозернистых, представлены кварцем и полевыми шпатами, реже встречаются глинистые частицы, мусковит, биотит. Пески желтые, желтовато-серые, светло-серые и почти белые, округло-угловатые или хорошо окатанные. Супеси легкие, мелкозернистые, того же цвета, что и пески. Галечники различной степени окатанности, обычно залегают в нижних частях разрезов мощностью 0,1–1,0 м. Галька представлена аргиллитами, алевролитами, реже магматическими и кремнистыми породами. Размер галек 3–8 см. Заполнитель (15–30%) песок средне - и мелкозернистый, реже гравелистый. Мощность отложений 20–25 м [Ведерников Г. С., 1978].

Спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют, что в период накопления толщи существовали теплые и влажные условия, способствовавшие произрастанию темнохвойной елово-пихтовой тайги, лиственнично-кедровых зарослей и смешанных мелколиственных лесов с

примесью широколиственных пород. На основании этого спектра принят верхнеплейстоценовый возраст [Александрова А. Н., 1982].

На восточном побережье Сахалина, между заливами Кеуту и Пильтун террасы высотой 15–40 м, в составе отложений преобладают грубозернистые и крупнозернистые пески, отмечаются прослой глин, суглинков, супесей, галечников, количество которых уменьшается с севера на юг. Пески имеют желтый, желтовато-серый, светло-серый и почти белый цвет. Минеральный состав аналогичный выше описанному. Супеси легкие, мелкозернистые, состоят из кварца, полевых шпатов, реже глинистых минералов. Галечники, залегающие в нижней реже – в средней части разреза, мощностью 0,2–0,3 м. Размер галек от 2 до 15 см, различной степени окатанности. Заполнителем является мелко-среднезернистый песок (до 30%). Суглинки и глины серого и серовато-желтого цвета. Суглинки пылеватые, с содержанием пылеватых частиц до 46–59%, глинистых частиц от 16–25%. Мощность достигает 10 м [А.А. Коноваленко, 2001 24 лист].

На побережье заливов Неурту и Куэгда, морскими отложениями сложен аккумулятивный чехол террасы высотой 20–40 метров. Они несогласно, с размывом залегают на дочетвертичных породах. Сложены галечниками с песком и гравием, гравийниками, которые вверх по разрезу сменяются глинами, суглинками, песками с прослоями глин. Мощность отложений 10–40 м [А.А. Коноваленко, 2001 17 лист, 29 лист].

Комплекс спор и пыльцы, обнаруженный в глинах на глубине 18 м, в разрезе у с. Луполова, Г.Г. Карташова считает синхронным межледниковью [Ведерников, 1981( по материалам 1964г)].

Возраст определен на основании спорово-пыльцевых спектров, в которых преобладают спектры пихтово-еловой тайги (*Picea-3-10%*, *Abies до 20%*), лиственнично-кедровых зарослей (*Larix до 3%*, *Pinus*, *Haploxylon до 55%*, *Alnus*, *Alnaster до 35%*) с примесью широколиственных [Александрова А. Н., 1982, Александров С. М., 1973, Ведерников Г. С., 1978, Ганешин Г. С., 1963]

*Верхняя часть. Морские* ( $m\Pi^2$ ) отложения наблюдаются в Байкальской депрессии и западнее, на участке выхода на прибрежную равнину реки Лангры. Слагают террасы высотой 10–20 м, и представлены песками, галечниками, суглинками, глинами и гравийниками.

Наиболее типичный разрез отложений изучен [Г.С. Ведерниковым, 1964] на правом берегу р. Большой, в 3 км выше устья реки Березовки: 1. Переслаивающиеся (через 0,3–0,95 м) пески гравелистые (45%) светло-серые, рыхлые (гравий из кремнистых пород и кварца, хорошо окатанный, размером 0,3–0,5 см) и мелкозернистые, местами глинистые, желтовато-серые, уплотненные-2,85 м. 2. Пески мелкозернистые светло-серые, рыхлые с двумя прослоями (до 0,7 м) гравийника с грубозернистым песчаным заполнителем (25%) и среднезернистого сы-

пучего песка-2,4 м. 3. Переслаивающиеся через 0,3–1 м светло-желтые и желтые, рыхлые и уплотненные пески от тонких, глинистых до среднезернистых, кварцевых-6,1 м. Всего 11,35 м.

Границы между слоями четкие, горизонтальные или слабоволнистые. Полная мощность достигает 20–40 м.

В окрестностях заливов Куэгда и Неурту морские отложения сложены более тонкими осадками: глинами, суглинками, песками с примесью галечников и гравийников. В спорово-пыльцевых спектрах, по сравнению с отложениями террас более высоких уровней, происходят значительные изменения: уменьшается или исчезает пыльца темнохвойных и широколиственных пород, увеличивается роль пыльцы *Alnus* и *Pinus pumila*, что свидетельствует о некотором похолодании. На основании чего возраст принимается в пределах верхней части верхнего неоплейстоцена [Александрова А. Н., 1982].

*Морские* (mIII) отложения нерасчлененные наблюдаются по побережью прол. Невельского, Амурского лимана от южной рамки до мыса Нокси. Где слагают аккумулятивный чехол морской террасы высотой 25-40 возможно и более метров. Отложения представлены песками, галечниками, гравийниками, реже глинами. Мощность отложений достигает 10–15 м.

Отложения прослеживаются южнее на побережье Татарского пролива, где их возраст определен палинологически [м54]. 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.

*Аллювиальные* (aIII) отложения отмечаются только по долинам крупных рек (Лангры, Пильтун, Мухто, Кадылань, Вал, Даги, Пильво), где занимают не значительные по площади участки и слагают надпойменные террасы высотой 10–20 м. Представлены песками, галечниками, гравийниками с прослоями супесей, суглинков и глин.

Состав отложений непостоянен и очень изменчив. Преобладают средне- и крупнозернистые пески, переслаивающиеся через 0,1–0,4 м с гравийниками, с маломощными (0,1–0,3 м) линзами и прослоями супесей, суглинков и глин. Пески желтые и серые различных оттенков, кварцевые с примесью (10–15 %) мелкой гальки и гравия кремнистых пород, кварца, песчаников. Иногда аллювий представлен гравийно-галечными отложениями с разнозернистым песчаным (10–30 %) заполнителем. Мощность 6,5–10 м. Формирование отложений, по видимому, происходило в первой половине позднечетвертичной эпохи [Ведерников, 1981].

Севернее в верхнем течении реки Тропто, террасы (не выражающиеся в масштабе карты) высотой 15–18 м. Аллювий имеет двухчленное строение: в низах – галечники, валунники, пески (русловая фация), с размывом залегающие на более древних породах

и перекрытые суглинками и супесями пойменной фации, местами голоценовыми торфяниками. Мощность отложений 1–10 м.

Формирование аллювиальных отложений, по-видимому, происходило в первой половине позднечетвертичной эпохи [Ведерников, 1981].

Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием группы древесных растений, в которой отмечается пыльца *Abies* (16%), *Picea* (18%), *Alnus* (40–50%), в небольшом количестве – *Betula* (8–18%), на основании которых принят неоплейстоценовый возраст [Александрова А. Н., 1982].

## Голоцен

По условиям залегания и биостратиграфическим признакам делится на две части. Нижняя часть отвечает времени климатического оптимума, верхняя – современной эпохе.

Отложения пойм и дна акваторий, из-за отсутствия необходимых биостратиграфических данных отнесены к категории нерасчлененных образований.

**Нижняя часть.** Морские (mH<sup>1</sup>) отложения развиты вокруг заливов Байкал, Помрь, Колендо, Хангуза, Уркт, Куэгда и Неурту, на западном побережье заливов Пильтун, Чайво, на побережье прол. Невельского, где слагают аккумулятивный чехол террасы высотой 3–6 м. Часто погребены под современными торфяниками. Представлены желтовато-серыми песками, светло-серыми и белыми кварцевыми, содержащими нередко (до 20%) гальку и гравий. В районе залива Тропто пески образуют прослой мощностью 0,15–0,3 м. Галька и гравий округлые, хорошо окатаны. В составе их кварц, кремнистые породы, алевролиты и аргиллиты. Пески по гранулометрическому составу от гравелистых до мелкозернистых. Мощность 3–20 м. Вдоль восточного побережья в составе отложений этой террасы преобладают пески кварцевые светло-серые, желтовато-серые, мелко- и среднезернистые с примесью гравия и гальки (15-20%), суглинки, илы. Гальки хорошей и средней окатанности размером до 10-15 см. Мощность отложений 4-10 метров [Ведерников, 1981].

На побережье прол. Невельского, Амурского лимана, слагают морскую террасу высотой 2–3 м, сложенную песками, суглинками реже галечниками. Суглинки темно-серые иловатые слагают верхнюю часть отложений террасы. Мощность их 0,2–0,5 м. В основании пески серые, бурые, реже желтовато-серые, мелко- и среднезернистые, с прослоями серых суглинков и глин. Эти отложения содержат морские и солоноватые диатомовые водоросли. Возраст отложений первой морской террасы В.Ф. Морозова [34лист, Кесслер, 1963] может быть датирован как современный.

На побережье заливов Куэгда и Неурту принимают участие пески, содержащие в подчиненном количестве илы, гравий и гальку. [Александрова А. Н., 1982, Александров С. М., 1973]. Мощность отложений от 14,2 до 20 м. [Коноваленко, 2001, 17лист]

В отложениях собрана фауна морских моллюсков, определенная О.М. Петровым: *Macoma inquinata Desh.*, *M. baltica L.*, *Corbula amurensis Schr.*; все виды ныне живущие. В составе спорово-пыльцевых спектров наблюдается максимальное содержание пыльцы широколиственных пород, что указывает на теплый, но относительно сухой климат. Возраст отложений принят в пределах нижней части голоцена. [[Коноваленко, 2001, 17лист], или Александрова непоняла].

В отложениях обнаружены остатки морских и солоноватоводных диатомей: *Melosira sulcata (Ehr.)* и др. а также споры и пыльца, в которых преобладают *Betula (30–60%)*, *Alnaster (15–25%)*, *Pinus pumila (5–10 %)*, на основании которых принят голоценовый возраст вмещающих отложений [Александрова А. Н., 1982]. Похожие остатки морских и солоноватоводных диатомей и спорово-пыльцевые спектры определены Ведерниковым [Ведерников, 1964]

**Верхняя часть.** Морские (mH<sup>2</sup>) отложения слагают пляжи, косы и береговые валы. Данные отложения слагают п-ов Виски, о. Уш, косу Кеми, в виде узкой полосы прослеживаются по восточному побережью, отделяя заливы от Охотского моря. Они представлены песками, галечниками, гравийниками. Пески серого и светло-серого цвета, от мелко до крупнозернистых, содержащих примесь гравия и гальки, количество которой не превышает 15–20%. Галечниками с хорошо окатанной галькой размерами 5–15 см, с песчаным заполнителем (до 40–50%). Мощность этих отложений достигает 5–10 метров.

Косы и бары различаются по составу слагающего их материала. В первых доминируют мелкозернистые, кварцевые пески, вторые образованы песками крупно – и грубозернистыми, гравелистыми, до гравия.

Современный возраст определяется на основании спорово-пыльцевых спектров, характеризующихся присутствием пыльцы кедрового стланика (до 10%), берёзы (до 29%), лиственницы (4%), ели (3–13%) [Ведерников Г. С., 23 лист. 1978]. Морские осадки, отобранные на о. Уш, включают сходный с вышеприведенным спектр, кроме ели, пихты, лиственницы и кедрового стланика, здесь определены лещина – до 8%, вяз – единично, сфагновые – до 70% и зеленые – до 24% мхи. Все это указывает на несколько более теплый и влажный климат, характерный для середины современной эпохи [Ведерников Г. С., 23-24 лист 1978]

**Озёрные (лимний) (H<sup>2</sup>)** отложения слагают дно и узкую прибрежную полосу заливов Тропто, Коленду, Одопту, Эхаби, Хангуза, Кету, Уркт, Куэгда и Неурту озера Сладкое, Гусиное, Медвежье, Гиляко-Абунан, Тунгор и других, более мелких, озёр. Представлены глинами, суглинками с линзами песков, илов, гравийников. Пески различны по гранулометрическому



составу, содержат прослой легких супесей и средних суглинков, а также примесь глинистых частиц (до 1–1,5%) и до 6% пылеватых фракций. При этом наиболее грубый материал располагается обычно вблизи береговой линии, а более тонкий в центральных частях заливов, озер. Мощность их 3–5 м. Возраст отложений принят условно на основании взаимоотношения их с современными биогенными образованиями [Коноваленко, 2001, 23 лист].

*Эоловые отложения* ( $vH^2$ ) довольно широко распространены вдоль побережья Сахалинского залива, где они слагают полузаросшие гряды и бугры дюнного характера и состоят, главным образом, из чистого среднезернистого кварцевого песка. Пылеватых частиц в них не более 2%. Мощность достигает 20 м. Отнесение эоловых отложений к верхней части голоцена обосновывается их залеганием на голоценовых морских отложениях [Ведерников Г. С., 200000. 1978].

*Палюстринные отложения* ( $pIH^2$ ) имеют широкое распространение особенно на прибрежных равнинах, выполняют днища почти всех долин рек и ручьев, ввиду прерывистости покровов и не значительной мощности не в полном объеме показаны на карте. Залегают на различных уровнях рельефа, где либо перекрывают более древние образования, либо фациально замещаются другими генетическими типами того же возраста. Наибольшие площади торфяников распространены вокруг заливов Пильтун, Байкал и Помрь, западнее озера Сладкое на побережье Сахалинского залива. Представлены они торфами, в которых отмечаются линзовидные прослой илов и песков. Торф обычно рыхлый, не слоистый, состоит из плохо разложившихся растительных остатков, среди которых можно различить мох, осоку, древесные обломки. Чаще всего торф имеет буроватый и буровато-коричневый цвет. Торф исключительно водонасыщен. Ил темно-бурый до черного, текучий, мощность его 0,1–0,4 м. Мощность 1–6 м, преобладает 1–2,5 м. Возраст устанавливается спорово-пыльцевым спектром, установленным на Троптунской мари. [Ведерников Г. С., 1978]. Этот спектр сходен с приведенным выше для морских отложений о. Уш. Возраст торфов, определенный радиоуглеродным методом, находится в интервале 2,5–4,3 тыс. лет [Александрова А. Н., 1982].

*Аллювиальные* ( $aH$ ) отложения нерасчлененные распространены в долинах всех наиболее крупных рек и включают в себя отложения высоких и низких пойм, руслового аллювия и речных кос. В составе этих отложений преобладают пески, пески с гравием и галькой с линзами гравийно-галечных отложений, супеси, суглинки, глины и илы. Мощность до 5–10 м.

В южной части аллювий представлен преимущественно суглинистыми и песчаными отложениями содержащими прослой глин и илов мощностью 0,1–0,5 м. Севернее состоят из двух фаций: русловой песчано-галечниковой (галечников 50–60%) и пойменной, сложенной мелкозернистыми, кварцевыми песками с галькой и гравием (1–10%). Гальки (3–5 см) и гравий (0,5–1 см) хорошей окатанности и округлой формы. Нередко среди отложений встречаются

тонкозернистые заиленные пески, с линзами и прослоями в верхней части грубозернистых и гравелистых песков. Из аллювия р. Наумовки В.Ф. Морозовой были определены споры и пыльца: древесных 69–82%, Pinus 40–51%, Betula 39–48%, травянисто-кустарничковых – 14–18%, Gramineae 21–39%, Ericaceae – 1,5–51%, Artemisia – 1,5–34%, Potamogetonaceae – 36% и споры 3–13%, Dryales 0–84%, Sphagnum 0–25%, Polypodiaceae 0–13,5 %, характерные для середины современной эпохи [Ведерников, 1978]. В долине р. Тропто, обнаружены споры и пыльца, которые позволяют датировать вмещающие отложения ранним голоценом [Ведерников Г. С., 1967(у Коноваленки 17 лист)]

*Морской нефелюид. Лагунные фашии (mnH)* занимают основную площадь донных отложений заливов Байкал и Помрь. Представлены илами, илистыми песками, содержащими редкую гальку и сформированными в условиях застойной халистатической зоны [Полунин Г. В., 1990.] [Коноваленко, 2001. 23 лист]. В заливе Пильтун представлены, преимущественно, илистыми песками. Изучение диатомовых водорослей, содержащихся в пробах песков отобранных на побережье зал. Пильтун, Л.А.Струве [Ведерников Г. С., 1964] считает описываемые отложения лагунными. Спорово-пыльцевой комплекс из лагунных отложений залива Байкал, позволяет считать, временем формирования отложений вторую половину современной эпохи [Ведерников Г. С., 1961].

*Морской ундалювий. Лагунные фашии (mvH)* занимают акватории заливов Ныйский и Чайво. Представлены они песком, илистым песком, содержащими гальку и гравий, количество которых, увеличивается по мере приближения к береговой линии. Увеличивается их количество также в зонах воздействия приливно-отливных и вдоль береговых течений.

### **Неоплейстоцен, среднее звено – голоцен**

Отложения неоплейстоцена - среднего звена голоцена представлены на Сахалине аллювиальными и пролювиальными, делювиальными и пролювиальными отложениями.

*Аллювиальные и пролювиальные (a,pII-H)* отложения развиты в Пиль-Диановской межгорной депрессии, залегают на верхнеплиоценовых глинах и диатомитах. Представлены галечниками и песками, перекрытыми суглинками и глинами с включениями гравия, гальки, щебня, дресвы. Общая мощность от 2 до 6 м [Салун, 1981]. Аллювиально-пролювиальный генезис осадков принят условно, так как наряду с хорошо окатанным материалом, типичным для аллювия, в разрезе присутствуют щебень, дресва, полуокатанные обломки. Неоплейстоценовый, среднее звено-голоценовый возраст принимается в значительной степени условно на основании геоморфологического положения.

*Делювиальные и пролювиальные (d,pII-N)* образования распространены на незначительных по площади участках в западных предгорьях обрамляющих Северо-Сахалинскую равнину, в виде вытянутого шлейфа мощностью 3–6 м. Они представлены плохо сортированными песками средне- и мелкозернистыми с гравием, галькой щебнем и с маломощными линзами глин и суглинков. Возраст принимается в значительной степени условно на основании того что в упомянутую поверхность врезаны верхнечетвертичные долины [Салун, 1981]. На соседнем с юга листе [м54] выделены аналогичные отложения, занимающие значительную площадь в пониженной части рельефа, которая прослеживается на характеризуемую территорию и занимает тот же гипсометрический уровень.

Возраст – средний неоплейстоцен – голоцен [м54].

#### Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен

Отложения этого возраста, включающие широкий спектр склоновых образований, практически не изучены. Непрерывный характер накопления на протяжении длительного времени, небольшие мощности, относительно грубый состав осадков, содержащих мало-представительный комплекс органических остатков не позволили произвести более дробное их расчленение. Поздненеоплейстоцен–голоценовый возраст для всех генетических типов отложений принимается в значительной степени условно на основании их взаимоотношений с другими типами, их геоморфологического положения и сопоставления с аналогичными отложениями южных частей острова. В составе немногочисленных спорово-пыльцевых комплексов наблюдается преобладание пыльцы широколиственных пород – *Corylus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Juglans*, *Carpinus* и небольшое количество пыльцы темнохвойных пород, что указывает на теплый, но относительно сухой климат [Александрова, 1982]

*Делювиальные и коллювиальные (d,cIII-N)* отложения нерасчлененные распространены на полуострове Шмидта, в окрестностях горы Даги, Угрюмого и Дагинского хребтов, где они формируются на приподнятых водоразделах, крутых и средней крутизны склонах. Представлены щебнем, дресвой, глыбами, суглинками, супесями. Мощность их достигает 5 м.

*Элювиальные и делювиальные (e,d III-N)* отложения нерасчлененные занимают на суше около 30% ее площади. Они распространены на широких, полого-выпуклых водораздельных пространствах и пологих склонах. В составе этих отложений преобладают супеси, суглинки, содержащие примесь щебня и дресвы, количество которых на различных участках изменяется от 10 до 40%. Мощность их достигает 10 м.

*Коллювиальные (сIII-N)* отложения развиты фрагментарно на наиболее приподнятых участках хребта Восточный, г. Скальная, г. Осой, гор Даги, где они формируются на крутых склонах и у их подножий. Вдоль обрывистых берегов Сахалинского залива, на полуострове

Шмидта, образуют шлейфы. Представлены эти отложения неокатанными глыбами, щебнем с примесью песка и мелкозема. Мощность от первых метров до 15 м.

*Делювиальные* (dШ-Н) отложения имеют небольшие площади распространения на пологих и средней крутизны склонах гор Даги, г. Катлани и г. Командной, в пределах Западного хребта, юго-западных отрогах Восточного хребта. Представлены щебнем, дресвой, песком с суглинками и супесями, состав которых напрямую зависит от подстилающих коренных пород, подвергающихся разрушению. Мощность достигает 1–6,5 метров.

*Элювиальные* (eШ-Н) отложения широко распространены в пределах Северо-Сахалинской равнины на плоских водоразделах, от Байкальской равнины до южной рамки. Представлены песками, дресвой, суглинками и супесями, редким гравием и галькой. Мощность 2–5 м.

Формирование описанных выше отложений склонового ряда, наиболее интенсивно происходившее в период максимального похолодания, продолжается и в настоящее время [Салун, 1981].

### 1.7.2. Охотоморский шельф

#### Прибрежно-морская зона

В разрезе четвертичных отложений прибрежно-морской зоны шельфа преобладают морские осадки, формирование которых связано с трансгрессивно-регрессивной деятельностью моря, обусловленной суммарным эффектом эвстатических колебаний его уровня и дифференцированных неотектонических движений отдельных блоков земной коры. В результате разрез морских четвертичных отложений шельфа при всестороннем их изучении оказывается состоящим из ряда литологически обособленных толщ, соответствующих трансгрессивным и регрессивным этапам морской седиментации.

Границы климатостратиграфических горизонтов, выделяемые при изучении континентальных четвертичных отложений, обычно, не совпадают с границами морских толщ ввиду несовпадения во времени климатических периодов с этапами трансгрессивно-регрессивной деятельности моря.

Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений в данной работе представлено, в основном, по А.А. Рязанцеву [1994 г.] с учетом некоторых современных решений МСК. А. А. Рязанцевым применен метод комплексного сопряженного анализа при выделении литостратиграфических толщ, включающий результаты палинологического, диатомового, микрофаунистического, литологического, гранулометрического, изотопного анализа при обязатель-

ном контроле непрерывным сейсмо-акустическим профилированием [Рязанцев и др., 1984; Рязанцев, 1994; Казазаев, 2002].

Эталонным полигоном изучения и стратификации четвертичных отложений в рассматриваемой части Охотского моря послужил Сахалинский залив, где была проведена комплексная геологическая съемка масштаба 1:200 000 [Рязанцев и др., 1984]. Здесь на площади 7500 км<sup>2</sup> было выполнено 2818,5 пог. км сейсмоакустического профилирования, взято 978 колонок грунтов на станциях донного пробоотбора, пробурено 20 скважин глубиной от 10 до 20м, проанализировано 694 палинологические пробы, 638 диатомовых и 638 микрофаунистических проб, 2460 геохимических и 49 литологических проб. Определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом выполнены по 62 пробам торфа и по 29 пробам морской ракуши. Все эти материалы прошли комплексную обработку по методике сопряженного анализа, что дало возможность использовать стратиграфическую схему четвертичных отложений Сахалинского залива в качестве опорной при разработке легенды к карте четвертичных образований листа N-54.

#### Средний неоплейстоцен (?)

Выше верхнеэоплейстоценовой-нижнеэоплейстоценовой толщи с размывом залегает среднеплейстоценовая(?) *рязанцевская сейсмотолща* ( $m^s\Pi^2?rz$ ), в свою очередь, перекрываемая также с размывом, палинологически охарактеризованными верхнеплейстоценовыми отложениями.

Подошва и кровля этой толщи фиксируются сильными сейсмоакустическими границами, которые непрерывно прослеживаются на всей обследованной площади. Мощность толщи в полосе изобат 90-100 м достигает 35 м. По направлению к побережью она постепенно уменьшается, а в 5-15 км от берега рязанцевская толща срезается перекрывающими ее верхнеплейстоценовыми морскими отложениями. Внутреннее строение толщи характеризуется наличием большого количества пологонаклонных сейсмоакустических границ.

Широкое площадное развитие толщи и характер ее внутреннего строения позволяет предполагать ее морское происхождение. Лишь на отдельных сейсмоакустических профилях в западной части Сахалинского залива фиксируются врезы, которые, вероятно, были заполнены аллювиальными отложениями при низком положении уровня моря в среднем неоплейстоцене.

Вещественный состав отложений не изучен, но в целом можно предположить их морскую терригенную природу.

## Верхний неоплейстоцен

Верхненеоплейстоценовый этап развития охотоморского шельфа включает две трансгрессии, две регрессии и начало последней трансгрессии. Соответственно в разрезе верхнеплейстоценовой части осадочного чехла на шельфе выделяются несколько сейсмоторщ трансгрессивного и регрессивного характера.

**Первая ступень.** В процессе развития первой верхненеоплейстоценовой (казанцевской) трансгрессии сформировалась *литкинская сейсмоторща* ( $m^s III_1 It$ ). Она выделяется по данным НСП и морского бурения в основании разреза верхненеоплейстоценовых морских осадков, прослеживаясь через весь шельф от внешней его зоны почти до побережья. В зоне прибрежного мелководья отложения литкинской толщи уничтожены, по-видимому, абразионными процессами. На берегу они слагают 3-10 метровую морскую террасу.

Морским бурением на шельфе вскрыта лишь верхняя часть толщи. В западной части отложения литкинской толщи местами выходят на поверхность морского дна, где опробованы с помощью средств донного пробоотбора – темно-серые алевриты и плотные мелкозернистые алевритистые пески.

В районе изобат 30-35 м отложения литкинской сейсмоторщи вскрыты скважинами на глубине от 12 до 20 м от поверхности морского дна. Вскрытая верхняя часть толщи представлена плотными гравийно-галечными породами, переходящими с глубиной в разнотернистый серый плотный песок. Состав нижней части толщи остался неизученным. По данным сейсмоакустического профилирования, мощность литкинской толщи составляет от нескольких метров в прибрежной зоне шельфа до 70 м во внешней его зоне.

На побережье отложениями литкинской толщи сложена морская терраса высотой 8-10 м, вскрытая расчисткой между ручьем Ульяновка и Петровской косой. Разрез представлен пачкой переслаивающихся песков и алевритов. Мощность вскрытой части разреза 9,2 м.

Спорово-пыльцевые комплексы, полученные из гравийно-галечных отложений литкинской сейсмоторщи свидетельствуют об умеренном климате, близком к современному.

Анализ диатомовой флоры позволяет сделать вывод о морском генезисе осадков литкинской сейсмоторщи. Верхненеоплейстоценовый возраст (первая ступень) определен на основании ее положения в разрезе: залегание на размытой поверхности среднеплиоценовых отложений и перекрытие с размывом отложениями второй верхненеоплейстоценовой (воронцовской) трансгрессии, возраст которых подтвержден изотопными датировками.

**Вторая и третья ступени.** *Лонгарийская сейсмотолща* ( $a^s\Pi_{2-3} \text{In}$ ). За казанцевской трансгрессией последовала первая верхнеплейстоценовая регрессия. Уровень моря опустился до отметок минус 120-130 м. Практически вся площадь Сахалинского залива стала сушей, на которой формировались эрозионные врезы, заполняемые аллювиальными отложениями лонгарийской сейсмотолщи.

Отложения лонгарийской сейсмотолщи вскрыты скважинами, пробуренными с ПБУ. Толща представлена плотными гравийно-галечными отложениями с алеврито-песчаным заполнителем желто-коричневого цвета. Галька и гравий неотсортированные, плохо окатанные.

Плохая окатанность, отсутствие пространственной ориентировки и плохая сортированность галек и песка, а также положение отложений в эрозионных врезках однозначно указывает на аллювиальный генезис лонгарийской сейсмотолщи.

Определений спорово-пыльцевых комплексов и абсолютных датировок из отложений лонгарийской толщи получено не было. Возраст установлен на основании их положения в разрезе. По данным НСП, отложения лонгарийской толщи, заполняющие эрозионные врезки, перекрываются отложениями кольской и тывлинской толщ, сформированных в процессе развития воронцовской (каргинской) трансгрессии. Каргинский возраст кольской и тывлинской толщ подтвержден определениями абсолютного возраста по  $C^{14}$  и результатами палинологических исследований.

**Третья ступень.** *Кольская сейсмотолща* ( $m^s\Pi_3 \text{kl}$ ). Вторая верхнеплейстоценовая (воронцовская) трансгрессия развивалась в 2 этапа. На первом этапе была сформирована кольская, на втором – тывлинская сейсмотолщи.

Первый этап развития воронцовской трансгрессии характеризовался мощным подъемом уровня моря от минус 120-130 м до минус 35-40 м, временной стабилизацией в пределах этих отметок и выработкой на этом уровне береговой линии с примыкавшей к ней кольской сейсмотолщей морских осадков.

Отложения кольской сейсмотолщи большей частью перекрыты более молодыми морскими осадками. Выходы отложений кольской сейсмотолщи вскрыты донным проботбором в 25-30 км к северо-востоку от м. Литке в пределах изобат 35-50 м. Здесь у изобаты 35 м подводной вибробуровой установкой был вскрыт разрез кольской сейсмотолщи: 1,2 м – серые тугопластичные алевриты, 1,6 м – плотные мелкозернистые алевритистые пески. Рядом у изобаты 40 м вскрыты тугопластичные серые алевриты (3,0 м).

Мощность кольской толщи, по данным НСП, колеблется от первых метров вблизи побережья до 10 м и более на удалении от него. В пределах отметок минус 35-40 м (прибрежная зона) кольская сейсмотолща срезается более молодыми отложениями.

Литологический состав кольской сейсмотолщи варьирует от гравийников и галечников у побережья до мелкозернистых песков и алевроитов в мористой части шельфа.

Скважина 513 (гипсометрическая отметка устья минус 26,5 м) на глубине 8,4 м от поверхности морского дна вскрыла 2,5 м серых, рыхлых, сильно обводненных гравийников, слагающих кольскую толщу вблизи прибрежной границы ее распространения.

Скважина 510 (гипсометрическая отметка устья минус 29,1 м) в интервале 11,4-13,8 м вскрыла частое переслаивание алевроитов с песком и гравийно-галечными отложениями. Алевроиты в разрезе преобладают. Они содержат большое количество бурых гумусированных прослоек и линз мощностью 1-2 см. По ним получен ряд радиоуглеродных датировок.

Скважина 508 (гипсометрическая отметка устья минус 33,6 м) в интервале 11,0-20,2 м вскрыла переслаивание пепельно-серых мягкопластичных алевроитов с темно-серыми, почти черными алевропелитами с запахом сероводорода и примесью растительных остатков и мелкочешуйчатой слюды.

В целом прослеживается уменьшение крупности терригенного кластического материала от побережья к внешней зоне шельфа.

Отложения кольской толщи формировались, по данным споро-пыльцевого анализа, в условиях умеренно-холодного (несколько холоднее современного) климата. Об этом же свидетельствуют комплексы диатомовой флоры и микрофауны из отложений кольской толщи.

Возраст отложений кольской сейсмотолщи, по данным радиоуглеродного датирования, устанавливается в пределах от 37 до 50 тыс. лет.

**Третья и четвертая ступени.** Тывлинская сейсмотолща ( $m^s\Pi_{3-4} tv$ ) сформировалась на втором этапе воронцовской трансгрессии, характеризуемый дальнейшим значительным повышением уровня моря до отметок минус 8-10 м. Поэтому отложения тывлинской сейсмотолщи распространены ещё шире, чем кольской. Они с небольшим размывом залегают на отложениях кольской толщи, а в прибрежной зоне – непосредственно на абрадированной поверхности дочетвертичных образований и, в свою очередь, несогласно перекрываются отложениями сахалинской и рейнекской сейсмотолщ. Выходы тывлинской толщи на поверхность морского дна установлены в тех же районах, что и выходы кольской толщи, т.е. к северо-востоку и востоку от м. Литке.

Мощность тывлинской сейсмотолщи варьирует от 1-2 м до 10-15 метров, а состав сравнительно однообразный – преобладают песчано-алевритовые породы (алевриты, песчаные алевроиты и мелкозернистые пески). Наиболее полный разрез тывлинской сейсмотолщи вскрыт скв. 510. Здесь в инт. 11,4-12,4 м задокументированы серые мелкозер-



нистые алевритистые пески с прослоями серых тугопластичных гумусированных алевритов с растительными остатками, по которым определен возраст в пределах от 28 до 37 тыс. лет.

По данным споро-пыльцевого анализа, отложения тывлинской толщи формировались в условиях термального оптимума каргинского интерстадиала. Климат был близок современному. Море, по данным диатомового и микрофаунистического анализов, было умеренно холодным.

## Голоцен

*Рейнекская сейсмотолща* ( $m^s$  Hrn) сформировалась во время голоценовой стадии последней (тихоокеанской) трансгрессии. Этот период охватывает средний и верхний голоцен. Они закартированы в прибрежной зоне шельфа, где слагают низкую морскую террасу, пляж и верхнюю часть разреза осадочного чехла шельфа примерно до полосы изобат 50-60 м. Площадь мористее этих изобат практически не изучена донным опробованием и сейсмоакустикой, и на карте четвертичных образований здесь условно показана нерасчлененная неоплейстоцен-голоценовая толща ( $m^s$  I-H), сложенная морскими песками, алевритами и пелитами.

Литологический состав рейнекской сейсмотолщи довольно пестрый – от грубообломочных до разнозернистых (в основном) песков, среди которых встречаются линзы алевритов.

Мощность рейнекской толщи колеблется от 12 до 60 м.

На прибрежной акватории, примыкающей к Северному Сахалину, по данным ГГК-200 (листы N-54-XXII, XXIII – Оха и N-54-XXIV - Восточный), среди голоценовых отложений выделяются:

- фации ракушняковых банок на Шмидтовском поднятии, от песков до гравийников с многочисленными обломками двустворчатых раковин (мощность до 30 м);
- лагунные фации на дне крупных заливов (заливы Пильтон, Байкал и Помрь), илистые пески (мощность до 20 м);
- дрейфовые фации (морской флювиал), в виде широкой полосы вдоль внешней бровки шельфа, в проливах, соединяющих заливы Байкал и Помрь с Сахалинским заливом, гравийно-галечные отложения, пески, илистые пески (мощность до 15 м);
- прибрежные фации (морской ундалювий), пески, илистые пески, редко гравийно-галечные отложения с песком (мощность до 30 м);
- обвальное-оползневые фации (морской деклювий) на склоне впадины Дерюгина, олисто-стромовые илистые пески (мощность до 60 м).

На карте м-ба 1:1 000 000 выделение этих голоценовых фаций затруднительно.

Установленная россыпная золотоносность связана преимущественно с голоценовыми отложениями рейнекской, реже сахалинской и куприяновской сейсмотолщ и иногда с верхнеплейстоценовыми отложениями тывлинской и кольской сейсмотолщ. Однако следует иметь в виду, что нижние горизонты четвертичного чехла, в том числе и аллювиальные отложения сахалинской и лонгарийской сейсмотолщ остались непробытыми.

#### Верхний неоплейстоцен – голоцен

*Куприяновская сейсмотолща* ( $m^s\Pi_4$  - Нкр) сформировалась в условиях второй позднеплейстоценовой регрессии, охватившей заключительный этап каргинского интерстадиала и главную стадию сартанского похолодания. В Сахалинском заливе многочисленные выходы этой сейсмотолщи установлены сейсмоакустическим профилированием и донным пробоотбором в полосе изобат 80-100 м. Мощность куприяновской толщи варьирует в пределах от 2 до 15 м, а литологический состав довольно однообразен – преобладают гравийно-галечные породы и пески. Формирование грубообломочных отложений происходило, очевидно, в условиях резкого ухудшения климата (позднекаргинское похолодание и главная стадия сартанского похолодания). Море в этот период было холодным и характеризовалось активным гидродинамическим режимом.

Возраст отложений куприяновской толщи, по данным изотопных определений устанавливается в пределах 16-28 тыс. лет.

Отложения *мофетской сейсмотолщи* ( $a^s\Pi_4$  - Нmf) развиты в прибрежной зоне. Они заполняют врезы наиболее молодых палеодолин, погребенных под морскими средне-верхнеголоценовыми осадками, и на поверхность морского дна не выходят. Наиболее полный разрез мофетской толщи вскрыт скважиной в заливе Рейнеке. Скважина 504 (гипсометрическая отметка устья минус 24,8 м) вскрыла под морскими голоценовыми песками мощностью 2,5 м аллювиальные гравийно-галечные отложения с песчано-алевритовым заполнителем (инт. 2,5-8,0 м).

Позднеплейстоцен-раннеголоценовый возраст аллювиальных отложений мофетской сейсмотолщи надежно определяется их залеганием во врезках в тывлинской толще, радиоуглеродный возраст которых укладывается в интервале от 28 до 37 тыс. лет, и перекрытием средне-верхнеголоценовыми морскими отложениями рейнекской толщи, сформированной, по данным радиоуглеродного датирования, за последние 3 тыс. лет.

Положение аллювиальных отложений мофетской толщи свидетельствует о накоплении их во время последней регрессии на осушенной части шельфа одновременно с формированием морских отложений куприяновской сейсмотолщи. Завершение их образования происходило уже в условиях развития последней трансгрессии параллельно с морскими отложениями са-

халинской сейсмотолщи, пока (8 тыс. лет назад) трансгрессия не достигла своего максимума, и на всей площади шельфа не установились морские условия осадконакопления (формирование отложений рейнекской сейсмотолщи).

Взаимоотношения мофетской аллювиальной толщи с подстилающими и перекрывающими морскими отложениями тывлинской и рейнекской сейсмотолщ, охарактеризованных радиоуглеродными датировками, позволяют достоверно определить возрастной интервал формирования мофетской толщи в пределах от 8 до 28 тысяч лет.

*Сахалинская сейсмотолща* ( $m^sIII$  -Hsh) сформировалась в период развития 1-ой стадии последней (тихоокеанской) трансгрессии Охотского моря, начавшейся, по данным радиоуглеродного датирования, около 16-16,5 тыс. лет назад. Эта сейсмотолща занимает значительную часть площади акватории мористее изобат 45-50 м. В прибрежной зоне она срезается осадками рейнекской толщи и участками залегает непосредственно на поверхности дочетвертичных образований. Разрез сахалинской сейсмотолщи изучен по редким скважинам, пробуренным с ПБУ в Сахалинском заливе: под маломощным слоем голоценовых морских песков рейнекской толщи залегает 9-ти метровый слой уплотненного мелкозернистого серого песка, а в другом случае:

- переслаивание серых алевритов с песком – 2,3 м,
- среднезернистые серые пески с примесью ракушняка – 0,9 м,
- уплотненные серые алевриты – 1,9 м.

Формирование отложений сахалинской сейсмотолщи происходило в условиях весьма сурового климата в период позднеледниковья и раннем голоцене. Об этом свидетельствует состав спорово-пыльцевых комплексов, полученных из отложений сахалинской толщи, в которых доминирует пыльца древесных и кустарниковых форм березы и ольхи.

Возрастной интервал формирования отложений сахалинской толщи устанавливается в пределах от 8 до 16,5 тыс. лет назад, что подтверждается радиоуглеродными датировками, в том числе полученными из отложений в редких врезках нижележащих толщ.

### 1.7.3. Зона открытого моря

#### Верхний эоплейстоцен – нижний неоплейстоцен

К верхнему эоплейстоцену-нижнему плейстоцену отнесена *нерасчлененная сейсмотолща* ( $m^sE-I?$ ) морских осадков, выделяемая по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования. Граница с подстилающей верхнеплиоценовой-нижнеэоплейстоценовой толщей (помырско-дерюгинский нерасчлененный ССК) неотчетливая. По данным НСП, самые молодые подстилающие отложения относятся к верхнему плиоцену – нижнему эоплейстоцену (1,8

млн. лет). Перекрывается эта толща, также с размывом, серией более молодых четвертичных толщ, самая древняя из которых относится, предположительно, к среднему неоплейстоцену.

На сейсмоакустической записи в разрезе сейсмотолщи выделяется ряд внутренних границ, свидетельствующих о неоднократной смене условий осадконакопления в период ее формирования. Вещественный состав осадков остается пока неизученным в связи с отсутствием данных бурения. Выдержанный характер нижней и верхней сейсмоакустических границ свидетельствует о морском, вероятно, терригенном составе рассматриваемой толщи, мощность которой достигает 300 м.

## 2. ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

На территории листа распространены интрузивные образования всех петрографических групп – от ультраосновных до кислых и умереннощелочных в диапазоне возраста от триаса (?) до миоцена. Среди них доминирующее положение занимают гранитоиды позднемелового и палеогенового возраста.

### 2.1. Триасовые интрузии

Триасовые (?) плутонические образования, представленные левенштерновским комплексом, распространены в пределах полуострова Шмидта, где пространственно совмещены с позднеюрско-раннемеловыми кремнисто-вулканогенными образованиями орлинской свиты, образуя вместе с ними Шмидтовскую офиолитовую зону [А. А. Коноваленко 2001].

*Левенштерновский комплекс гарцбург-лерцолитовый*: серпентинизированные лерцолиты, гарцбургиты, дуниты ( $\text{U}\sigma^{\text{SP}} \text{T?l}$ ) слагают Южно-Шмидтовский массив площадью 42 км<sup>2</sup>. Все границы массива тектонические. Его восточная часть перекрыта тектонической пластиной меланжированных образований орлинской свиты, а на юго-востоке он погружается под воды Охотского моря, где по интенсивным положительным магнитным аномалиям предполагается его продолжение. С запада массив ограничивается региональным субмеридиональным Лонгрийским разломом. Постепенное уменьшение напряженности магнитного поля  $\Delta T$  к западу от границы массива, так же как присутствие линзы серпентинитового меланжа в поле распространения томинской свиты на расстоянии нескольких километров от него, могут свидетельствовать о постепенном тектоническом погружении массива на запад.

На аэрофото– и космоснимках массив выделяется светло-серым мелкопятнистым фототонном, "лунным" пейзажем, обусловленным отсутствием древесной растительности, и сглаженным пологим рельефом с линейными полосами мелкобугорчатого микрорельефа вдоль зон серпентинитового меланжа.

В региональном плане Южно–Шмидтовский массив представляет собой гигантскую тектоническую пластину, которая состоит из 3-х зон, имеющих генеральное северо-западное простирание и сложенных ультраосновными породами, отличающимися по составу, структурным особенностям и степени серпентинизации. Центральная зона, шири-

ной до 3,5 км и мощностью, по данным бурения, до 400м, сложена чередованием полос, пачек и линз аподунитовых серпентинитов мощностью от 1-2м до 50-100м, с пачками тонкополосчатых серпентинизированных гарцбургитов и лерцолитов переменного состава. В краевых зонах развиты массивные серпентинизированные лерцолиты, гарцбургиты и апоперидотитовые серпентиниты. Для массива характерно контрастное, мозаичное, положительное аномальное магнитное поле высокой интенсивности (от 1000 до 2500 нТл).

Кроме Южно-Шмидтовского массива к левенштерновскому комплексу принадлежит еще несколько небольших гипербазитовых тел (протрузий) площадью до 2,5 км<sup>2</sup> и больше десятка мелких тектонических линз, локализованных преимущественно в местах развития полимиктового серпентинитового меланжа елизаветинского тектоногенного комплекса. Гидротермальные изменения гипербазитов связаны, в основном, с региональной низкотемпературной лизардитовой серпентинизацией.

Серпентинизированные лерцолиты – темно-зеленовато-черные массивные породы с бластопорфировыми выделениями ромбических и моноклинных пироксенов. Они сложены оливином (30-70%), который замещен на 30-70% петельчатым лизардитом и сохраняется внутри петель в виде овальных реликтовых зерен с полисинтетическими двойниками давления, баститизированным энстатитом (15-30%), неизменным диопсидом (10-25%), минералами группы серпентина (20-70%) и зеленоватым хромшпинелидом (2-5%).

Серпентинизированные гарцбургиты отличаются от лерцолитов содержанием диоксида до 10%. Коричневато-бурые хромшпинелиды в них более хромистые и железистые.

Аподунитовые серпентиниты – однородные темно-зеленые породы, первично сложенные на 90-95% оливином, замещенным на 50-90% петельчатыми агрегатами серпентина, красно-бурым высокохромистым хромшпинелидом (2-15%) и баститизированным энстатитом (5-10%).

Пироксениты (энстатититы) слагают шпиры и мелкие жилки (0,5 x 5 м) и состоят из энстатита или энстатита-бронзита (80-90%), оливина (до 15%), диоксида (1-3%) и хромита (1-2%).

По содержанию кремнезема (34.10-43,81%), и сумме щелочей (0,23-0,68%), серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты и дуниты относятся к группе нормальнощелочных ультраосновных пород, а пироксениты по содержанию кремнезема (53.18%) и сумме щелочей (0,49%) – к группе основных пород нормального ряда с существенным преобладанием натрия над калием.

Петрографический и петрохимический состав, а также структурные особенности пород левенштерновского комплекса, такие как тонкая метаморфическая полосчатость,

ксенобластовые структуры оливиновых агрегатов, двойники трансляции в оливиновых зернах, что позволяют отнести породы к альпинотипным метаморфическим перидотитам по Р. Колмаку (Колмак).

С серпентинизированными перидотитами связано проявление демантоидов, а с серпентинитами Южно-Шмидтовского массива рудопроявление золота. Серпентиниты также могут использоваться как источник сырья для магниезиального удобрения. С полосчатыми ультрабазитами связаны рудопроявления хромитов.

Возраст гипербазитов комплекса принят условно триасовым на основании их тесной пространственной ассоциации с кремнисто-вулканогенными образованиями орлинской свиты позднеюрского-раннемелового возраста и предположения, что они вместе с другими членами офиолитовой ассоциации слагали океаническую кору, на которой формировались кремнисто-вулканогенные образования орлинской свиты. [А. А. Коноваленко, 2001].

## 2.2. Триасово-раннеюрские интрузии

**Томинский комплекс габбровый:** *Метагаббродолериты, кварцевые метадолериты, габбро, габбропироксениты. Дайки метадиоритов ( $v\beta$ - $q\beta$  T-J<sub>1</sub>?t)* слагают интрузии парагенетически связанные с гипербазитами Левенштерновского комплекса и образованиями орлинской свиты. Ими сложен петротипический Прибрежный массив протяженностью 8 км и мощностью 400-500 м, расположенный между устьем р. Неохе и мысом Ханьролни, а также серии мелких дайкообразных и штокообразных тел и тектонических блоков в зонах милонитизации ультрабазитов Южно-Шмидтовского массива и в зоне Лонгрийского разлома.

Массив представляет собой тектоническую пластину, северо-восточный тектонический контакт которой, обнаженный на мысах Ханьролни и Тумф, падает на северо-восток под углом 50°. Строение его линзовидно-полосчатое. Юго-восточная часть массива сложена амфиболизированными метагаббродолеритами с линзовидными обособлениями горнблендитов, образовавшихся по габбро-пироксенитам. В северо-западной части развиты светло-бурые кварцевые метадолериты, чередующиеся с темно-зелеными метагаббродолеритами. На юго-западе массива зафиксировано тектоническое налегание метадолеритов на полимиктовый серпентинитовый меланж. В зоне разлома (мощностью до 100 м), сложенной рассланцованными серпентинитами, отмечаются многочисленные будины, глыбы и блоки серпентинизированных перидотитов и амфибол-плагиоклазовых пород по метагаббро.

Метагаббродолериты имеют мелкозернистую офитовую или габбровую структуру и состоят из зонального плагиоклаза (35-65%) (битовнит-лабрадор в неизменных количествах; альбит-олигоклаз в роговообманковых метагаббро), диопсид-авгита (30-60%), рудного минерала – 2-10%. По плагиоклазу развивается мелкочешуйчатый фенгит, «сосюрит», альбит, редко цеолиты и пренит; пироксен замещается роговой обманкой, последняя - эпидотом с хлоритом, магнетитом и сфеном.

Кварцевые метадолериты - мелкозернистые буровато-серые, часто пятнистые породы с офитовой структурой. Они состоят из плагиоклаза (андезин-альбит-олигоклаза) – 55-65%, диопсид-авгита – 25-30%, кварца – 5-10% и магнетита – 1-5%.

Горнблендиты – черные, среднезернистые породы с панидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из синевато-зеленой обыкновенной роговой обманки – 70-80% и плагиоклаза – 15-20%, обычно полностью замещенного серицитом или альбитом с эпидотом.

Верлиты – черные крупнозернистые породы с пойкилитовой и панидиоморфнозернистой структурами, сложенные диопсид-авгитом – 25-30%, оливином – 55-60%, замещенным на 60-70% серпентином и хлоритом (вероятно, по плагиоклазу) – 5-10%.

К томинскому комплексу отнесены также метагаббро, образующие тектонические блоки площадью 0,1-1,0 км<sup>2</sup>, локализованные в Южно-Шмидтовском массиве (г. Левенштерна) и в зоне Лонгрийского разлома в верховьях рек Орлиной и Талики. Возможно ему принадлежит также серия мелких даек порфиридных метадолеритов, метагаббродолеритов и лампрофиров типа спессартита в зонах милонитизации Южно-Шмидтовского массива и других серпентинитовых тел.

Габбро и метагаббро – зеленовато-серые, такситовые породы с чередованием меланократовых и лейкократовых обособлений. Структура габбровая, габбро-офитовая и гломеропорфирированная. Различаются роговообманковые и пироксеновые габбро. Они состоят из плагиоклаза – 45-60%; диопсид-авгита – 25-30%; роговой обманки – 20-25%; магнетита – 2-10%. Плагиоклаз серицитизирован или замещается альбит-олигоклазом, пироксен – обыкновенной роговой обманкой, последняя - сине-зеленой роговой обманкой и хлоритом.

Метадолериты дайковой серии имеют гломеропорфирированную, офитовую структуры и состоят из основного плагиоклаза – 40-50%, диопсид-авгита – 20-35%, роговой обманки – 7-15%, магнетита – 1-10%.

Спессартиты имеют пойкилоофитовую структуру и состоят из плагиоклаза (лабрадор-андезин) – 30-35%, синевато-зеленой роговой обманки – 30-35%, биотита – 3-5%,



рудного минерала – 2-5%, кварца-0-10%, реликтовых зерен диопсид-авгита – 1-2%, апатита – 1%.

Для пород комплекса характерны натровая специализация в составе щелочей, повышенная магнезиальность и низкая титанистость. С метадолеритами дайковой серии в гипербазитах связаны родингиты и метасоматические породы, переходные от метадолеритов к родингитам. Родингиты наблюдаются в приконтактных зонах основных даек и серпентинитов. Они представлены как высокотемпературными диопсидитами, гранатовезувиановыми и гранат-хлоритовыми породами, так и низкотемпературными разностями – пектолитом, ксонотлитом, натролитом, альбитом, образовавшимися при натровом метасоматозе. Переходные типы представлены цеолито-хлоритовыми с эпидотом и пектолитом, эпидот-хлорит-пектолитовыми и эпидот-хлоритовыми породами. С натровым метасоматозом связано также образование в серпентинитах натролитовых жил и жил плагиоклазитов (1- 5 м x 0,1- 0,5 м). В зонах серпентинитового меланжа А. Э. Жаровым установлены тектонические линзы протяженностью до первых метров, сложенные гранатовыми амфиболитами, рибекитовыми и кросситовыми сланцами голубосланцевой фации и эпидот-актинолитовыми сланцами. Радиологический возраст гранатового амфиболита, определенный по монофракции глаукофанализированной роговой обманки, составил 102 млн. лет, что соответствует позднему альбу и, вероятно, характеризует поздний этап голубосланцевого метаморфизма, наложенного на продукты раннего регионального метаморфизма амфиболитовой фации. С метагабброидами комплекса пространственно связано рудопроявление золота "Березка" (г. Левенштерна).

Петрохимические и структурно-вещественные особенности габброидов позволяют рассматривать их в качестве второго члена офиолитовой ассоциации, более молодого чем гипербазиты левенштерновского комплекса, с возрастом предположительно – триасовым-раннеюрским [А. А. Коноваленко, 2001].

### 2.3. Раннеюрские интрузии

**Шмидтовский комплекс плагиогранитовый.** Плагиограниты, габбро, дайки гранит-порфиров ( $gr-v \square J_1 ? \delta$ ) слагают тектонические пластины и блоки в поле развития образований орлинской свиты (массивы г. Левкитекм и г. Кручинной), в зоне Лонгрийского разлома вмещающего протрузии серпентинитов (массив г. Пестрой) и в елизаветинском серпентинитовом меланже (бассейны рр.Тарычах, Тазвы, Тукспи-Маму, Мусьпа).

Петротип комплекса представлен массивом г. Левкитекм, который прослеживается на 4 км в длину при ширине от 50 до 250 м в скальных обрывах от устья р. Юму до мыса

Пещера. На западе он граничит с вулканогенно-осадочными образованиями верхнемеловой томинской свиты, от которой отделен разломом.

Массив представлен совокупностью чередующихся даек неправильной формы, полосовидными и шпировидными обособлениями, линзами светло-серых, зеленовато-серых и темно-серых плагиогранитов, кварцевых диоритов, диоритов, гранодиоритов, метагаббродолеритов, альбитовых гранит-порфиров, горнблендитов. Чаще всего встречаются порфировидные, мелкозернистые и тонкозернистые разновидности этих пород. Преобладающий азимут падения полосчатых обособлений  $230-250^\circ$  угол  $50-70^\circ$ . Между разными по составу породами обычно наблюдаются постепенные переходы. Иногда отмечаются резкие интрузивные контакты между плагиогранитами и метагаббродолеритами, первые из которых, в приконтактной зоне хлоритизированы.

Плагиограниты связаны постепенными переходами с кварцевыми диоритами и сложены кислым плагиоклазом – 60-70%, кварцем – 15-40% и роговой обманкой с реликтами пироксена – 1-7%. Роговая обманка замещается хлоритом, эпидотом и кальцитом.

Кварцевые диориты и диориты – светло-зеленовато-серые, среднезернистые гибридные породы с гипидиоморфнозернистой, гломеропорфировой или пойкилитовой структурами. Диориты состоят из зонального основного плагиоклаза – 70-80%, роговой обманки – 10-15%, магнетита – 1-2%. В кварцевых диоритах появляются кварц – 10-15% и апатит – до 1,0%.

Гранодиориты и гранодиорит-порфиры различаются только структурой и состоят из альбит-олигоклаза – 50-55%, ортоклаза – 20%, кварца – 25%, магнетита – 2% и апатита – 1-2%.

Метагаббродолериты – зеленовато-серые, мелко-среднезернистые породы с пойкилоофитовой и участками сидеронитовой структурами, сложенные основным плагиоклазом – 45-50%, обыкновенной роговой обманкой с реликтовыми зернами диопсид-авгита – 35-45%, магнетитом – 2-10%.

Гранит-порфиры альбитовые – светло-серые тонкозернистые порфировые породы с вкрапленниками альбит-олигоклаза (25-35%), реже андезина и измененной роговой обманки. Основная масса имеет тонкозернистую, гранулитовую или аксиолитовую структуры и сложена альбитом (50-80%), кварцем (20-40%), чешуйками хлорита с зернами эпидота и игольчатыми кристаллами апатита.

Результаты химических анализов подтверждают присутствие в составе комплекса дифференцированной серии пород от основных до кислых ( $\text{SiO}_2$  – 48-75%). В кварцевых диоритах и плагиогранитах наблюдается резкое преобладание натрия над калием, вплоть до аномальных значений натрия:  $\text{Na}_2\text{O}$  – 9,2%,  $\text{K}_2\text{O}$  – от 0,1% . Это сближает кислые поро-

ды комплекса с гранитоидами офиолитовых или гранитами О-типа спрединговых зон. В то же время, в участках полосчатого строения встречаются дайки субщелочных гранитов, возможно поздней фазы внедрения с содержаниями  $K_2O$  до 3-5%. Габброиды комплекса близки по петрохимическим особенностям к аналогичным породам Прибрежного массива томинского комплекса. Широкое развитие мелкозернистых, порфировых и аксиолитовых структур, отсутствие аплитов и пегматитов указывает на гипабиссальный уровень формирования пород комплекса.

Для кварцевых диоритов массива горы Тумвнит и плагиогранита горы Кручинной получены К-Аг датировки  $88\pm 6$ ,  $73\pm 8$  и 87 млн. лет, соответствующие позднему мелу. Однако, последние отвечают, скорее всего, этапу поздних изменений исходных интрузивных пород, связанных с их меланжированием на рубеже мезозоя и кайнозоя. Интрузивный этап формирования пород шмидтовского комплекса принимается предположительно раннеюрским на основании их вероятной генетической связи с породами томинского комплекса и тесной пространственной связи с образованиями орлинской свиты позднеюрского-ранемелового возраста, которые согласно Коноваленко [А. А. Коноваленко, 2001], образуют вулканогенный чехол, перекрывающий интрузивные комплексы офиолитовой ассоциации.

#### 2.4. Позднеюрские интрузии

*Тевервейские перидотиты* ( $\text{v}\sigma\text{J}_2?i$ ) слагают небольшое по площади (около 2 км<sup>2</sup>) тело на правом берегу нижнего течения р. Тевервей (юго-западное побережье Сахалинского залива). Они обнажаются в тектоническом блоке, вытянутом в северо-восточном направлении, среди гранодиоритов прибрежного комплекса. Породы подверглись катаклазу, милонитизации и, по внешнему облику выглядят как милониты черного цвета. В магнитном поле интрузия не выделяется. Широкие вариации магнитной восприимчивости в образцах –  $160-330 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ указывают, видимо, на неравномерное распределение магнетита и его сегрегационные скопления. Гамма-активность пород низкая – 3-6 мкР/ч. Плотность пород – 2,79 г/см<sup>3</sup>.

Перидотиты имеют петельчатую вторичную структуру и состоят из пироксена, оливина, серпентина, тремолита, рудного минерала. Оливин и пироксен сохранились в виде реликтов, размером не более одного миллиметра в серпентин-тремолитовой массе. Оливин бесцветный, не обладает заметным плеохроизмом, что указывает на его магнизиальный состав, погасание волнистое. Серпентин образует волокнистые агрегаты бледно-зеленого цвета или бесцветен. Рудный минерал, как первичный, редок. Его мелкие зерна образуются в основном при замещении оливина с серпентином.

Образец, отобранный для определения радиологического возраста перидотитов, не был проанализирован из-за незначительного количества калия в породе [Пилацкий, 1970; Кайдалов, 2002]. На геологической карте они условно коррелируются с позднеюрскими базальтоидами верхнеюрско — позднемеловой адаминской свиты Приамурской подзоны Западно-Сихотэ-Алинской СФЗ, исходя из предположения о возможной принадлежности тех и других одной офиолитовой ассоциации.

## 2.5. Позднемеловые интрузии

**Ульбанский комплекс габбро–диорит–гранитовый** распространен в пределах одноименного магматического ареала Восточно-Буреинской ВПЗ. Интрузии прорывают юрские кремнисто-терригенные отложений Ульбанской СФЗ Амуро-Охотской складчатой системы и вулканогенные образования верхнемеловой савояжской толщи Восточно-Буреинской ВПЗ. Наиболее крупные массивы Монгунский (Джапинский), Лонгарийский (Мевачанский), Чадаянский, Эльгонский, Больше-Шантарский площадью от 60 до 130 км<sup>2</sup>, расположены преимущественно в северной части ареала в бассейнах рек Мухтель, Эльго и Малахта, о.Бол. Шантар. Небольшие интрузивы и штоки сгруппированы в Турчинский ареал. Наименее распространены габброиды первой фазы, а наибольший объем занимают кварцевые диориты и гранодиориты второй фазы. Массивы в большинстве своем однофазные со всеми фаціальными разновидностями пород от диоритов до гранодиоритов, кроме Монгунского, где отмечены все три фазы комплекса. Комплекс сформирован породами 3-х фаз внедрения.

Первая фаза: *габбро, габбродиориты* ( $vK_2U_1$ ) установлены только в Монгунском массиве, где ими сложен небольшой (1 км<sup>2</sup>) шток, в западной эндоконтактовой зоне. Интрузивное тело изометричной формы, имеет вертикальный эруптивный контакт с вмещающими осадочными породами и извилистый нечеткий с гранодиоритами второй фазы. Вблизи контакта с последними, в зоне шириной около 50 м, состав габбро изменяется до габбро-диоритового. Непосредственно на контакте они метасоматически изменены.

Габбро – темно-серые с зеленым оттенком среднезернистые оливин-пироксеновые породы с габбровой структурой. Они состоят из плагиоклаза лабрадора № 55-65 (47%), гиперстена (35%), оливина (15%), биотита (3%). Акцессории – апатит, рудный минерал. В оливинах иногда наблюдаются включения мелких табличек плагиоклаза. Пироксены частично замещаются амфиболом. Биотит красновато-бурого цвета, как наиболее поздний минерал, является ксеноморфным и содержит включения рудного минерала и апатита. В зоне контакта с гранитоидами габбро в эндоконтакте становятся мелкозернистыми с призматическизернистой структурой и по составу близки к габбро-диоритам. Плагиоклаз

раскисляется до андезина № 45-48, исчезает оливин и увеличивается содержание биотита, пироксены замещаются уралитовой роговой обманкой, по которой, в свою очередь, развивается волокнистый амфибол. Кроме того, проявляются вторичные изменения в виде окварцевания и хлоритизации. По содержанию кремнезема (47,28%), железа (9,16%), магния (13,62%), кальция (11,00%) и сумме щелочей ( $K_2O+Na_2O=0,36\%$ ), порода близка к оливиновому габбро по Дэли. Спектральным анализом обнаружены элементы-примеси: никель (0,03%), кобальт (0,01%), ванадий (0,02%), хром (0,1%), медь (0,005%), барий (0,01%), титан (0,3%), цирконий (0,005%), галлий (0,002%), иттрий (0,001%), иттербий (0,0001%), стронций (0,03%) и скандий (0,005%). Несколько выше кларковых содержания никеля, кобальта и хрома [Брусско, 1972].

Вторая фаза: *диориты, монцодиориты, кварцевые монцониты, кварцевые диориты* ( $\delta K_2U_2$ ); *гранодиориты, тоналиты, гранодиорит-порфиры, граниты* ( $\gamma \delta K_2U_3$ ) слагают подавляющее большинство интрузивов комплекса. Все разновидности пород связаны между собой постепенными переходами и в их распределении внутри массивов прослеживается грубая зональность – в эндоконтактных зонах распространены более основные породы, а в центральных частях кислые.

Монгунский (Джапинский) массив, площадью около 130 км<sup>2</sup>, обнажается на водоразделе между заливом Николая и реками Лев. Джаппи и Лев. Монгули. Он имеет удлиненную, грубо прямоугольную форму, и приурочен к складчатой структуре северо-восточного простирания, осложненной разрывными нарушениями того же направления. Судя по ширине зон контактового метаморфизма (от 1 до 3 км), северо-восточный его контакт более пологий чем юго-западный. Основной объем массива представляют среднезернистые биотит-роговообманковые гранодиориты и тоналиты. Последние в количественном отношении уступают гранодиоритам и обнажаются на разрозненных участках площадью 1-3 км<sup>2</sup>, преимущественно в южной части массива, образуя полосу северо-восточного простирания. Учитывая состав вмещающих пород, среди которых значительную роль играют кремнистые отложения, можно предположить, что тоналиты образовались в процессе их ассимиляции кислой магмой. Отдельные участки в северной части Монгунского массива сложены порфировидными гранодиоритами, которые образуют тела изометричной или эллипсовидной формы размером 0,5 — 2,0 км<sup>2</sup>. Порфировидные мелкозернистые разности отмечаются и в эндоконтактах массива в зоне до 50 м. Среди гранодиоритов иногда встречаются округлые, диаметром до 0,5 м, оплавленные ксенолиты вмещающих пород. В юго-восточном эндоконтакте массива отмечаются небольшие по площади участки мелко- среднезернистых кварцевых диоритов и диоритов, связанных между собой и гранодиоритами постепенными переходами. В единичных случаях непо-

средственно вблизи эндоконтактов наблюдались шпирьы гранодиоритов пегматоидного облика, соединенные между собой тонкими проводниками. Вмещающие массив осадочные породы превращены в пятнистые кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые, а на удалении от контактов, кварц-биотитовые роговики. [Бруско, 1972].

Лонгарийский (Мевачанский) массив формирует северную часть хребта Мевачан. Он имеет овальную форму с относительно ровными очертаниями. Площадь его составляет около 80 км<sup>2</sup>. Контакты массива с вмещающими осадочными породами частично (по длинной стороне овала) крутые, а в северо-восточной и юго-западном окончаниях, по аэромагнитным данным, пологие с падением в сторону вмещающих пород. Судя по широкому распространению ороговикованных пород, возможно продолжение массива под осадочными породами на северо-восток. Периферийная часть его сложена преимущественно кварцевыми монцонитами, кварцевыми монцодиоритами и кварцевыми диоритами. В северо-восточной краевой части шириной около 1,5 км преобладают монцониты, но здесь же, отмечаются и другие разновидности пород, состав которых изменяется от сиенитов до кварцевых монцодиоритов. Для этих пород характерны крупнозернистые структуры и своеобразный "пестрый" облик – на темно-зеленом фоне резко выделяются светлые индивиды и гломеропорфиновые сростки полевых шпатов, а также повышенное, по сравнению с другими разновидностями пород, содержание темноцветных минералов. Центральная часть интрузива сложена монотонными светло-серыми порфировидными гранодиоритами с характерным розоватым оттенком и крупными кристаллами калиевого полевого шпата. Они занимают площадь более 40 км<sup>2</sup>. На восточном фланге массива гранодиориты контактируют непосредственно с вмещающими юрскими терригенными образованиями. Границы областей распространения пород краевых и центральных фаций расплывчатые, ширина зон постепенного перехода составляет 50-100 м. Массив прорывают дайки мелкозернистых гранитов и аплитов, спессартитов. В целом для пород Лонгарийского массива характерна повышенная щелочность с преобладанием калия над натрием [Бруско, 1974, ф].

Эльгонский массив расположенный в центральной части хребта Мевачан, имеет в плане форму овала площадью около 50 км<sup>2</sup>, вытянутого длинной осью в меридиональном направлении. Северные и западные очертания массива слабоизвилистые, а для южной части характерны многочисленные апофизы во вмещающие породы, что может указывать на пологое залегание его контактов. Ширина зоны ороговикования вокруг массива составляет 2-3 км. Гранодиориты слагают центральную часть массива общей площадью около 40 км<sup>2</sup>. Это обычно среднезернистые равномернозернистые породы. В апикальной части интрузии они становятся мелкозернистыми порфировидными и содержат ксенолиты вмещающих осадочных пород и монцодиоритов. Монцодиориты и кварцевые диориты просле-

живаются в его апикальной части на небольших по площади разрозненных участках, в сумме составляющими площадь до 10 км<sup>2</sup>. Они имеют в основном мелкозернистую структуру и постепенно переходят в среднезернистые кварцевые диориты и кварцевые монцониты. Подобное строение имеет и расположенный южнее Контагинский массив. Эндоконтактовые зоны Чадаанского и Контагинского массивов сложены диоритами и кварцевыми диоритами, связанными постепенными переходами с гранодиоритами, которые представляют основной объем интрузий [Козлов, 1981]. В южной части Чадаанского массива диориты, монцодиориты и кварцевые монцодиориты прорываются дайками спессартитов, и мелкозернистых гранитов [Кайдалов, 1976].

В междуречье Ясман – Турки – Эльго и севернее, до побережья залива Николая, расположена серия небольших (до 10 км<sup>2</sup>) интрузий и штоков (Туркинский ареал), подавляющая часть из которых сложены породами второй фазы. Форма интрузий преимущественно изометричная с извилистыми краями или удлинённая. Как правило, они контролируются разрывными нарушениями. Контакты с вмещающими породами по результатам аэромагнитной съемки и ширине ореолов ороговикования (от первых метров до 2 км) как крутые, так и очень пологие. Строение интрузий простое. Они сложены мелкозернистыми гранодиоритами, порфиroidными диоритами, монцонитами и монцодиоритами к эндоконтактам фациально сменяющимися кварцевыми диоритами и кварцевыми монцодиоритами. Преобладание тех или иных фациальных разновидностей пород изменчиво в разных интрузиях. Так, в массиве Деваксо, расположенном на берегу залива Николая, в составе преобладают монцониты и кварцевые монцониты, а в интрузиях м. Зеленого — диориты и кварцевые диориты.

Гранодиориты и тоналиты – внешне похожие породы серой и светло-серой окраски с желтоватым или розоватым оттенком, массивные среднезернистые равномернозернистые или порфиroidные с гипидиоморфнозернистой структурой. Гранодиориты состоят из андезина (40-48%), калиевого полевого шпата (15-20%), кварца (18-25%), железистых роговой обманки (5-10%) и биотита (5-8%). Тоналиты по минеральному составу отличаются от гранодиоритов заметно меньшим количеством калиевого полевого шпата (до 6%) и более высокими роговой обманки (15-22%). Гранодиорит-порфиры не отличаются по составу от гранодиоритов. Порфиroidные вкрапленники, представленные в основном плагиоклазом и роговой обманкой размером от 3 до 5 мм, составляют 40-60% объема породы.

Диориты, кварцевые диориты, монцодиориты – массивные зеленовато-серые среднезернистые породы с призматически-зернистой и порфиroidной структурой, в эндоконтактах порфиroidной. В их составе 50-60% андезина, темноцветные представлены пироксенном, роговой обманкой, и биотитом. В диоритах нередко встречается кварц в количестве

2-3%, а в монцодиоритах калишпат (до 8%) Кварцевые диориты содержат до 10% кварца. Монцодиориты выделяются по химическому составу несколько повышенным содержанием суммы щелочей.

Монцониты и кварцевые монцониты – средне-крупнозернистые породы с типично монцонитовой структурой. Калиевый полевой шпат (30-45%) в количественном отношении превышает содержание плагиоклаза (20-37%), по составу соответствующего в основном андезину – андезин-лабрадору. Практически всегда присутствует резко ксеноморфный кварц в количестве от 0,5 до 3,5%. Темноцветные минералы представлены преимущественно моноклинным, реже ромбическим пироксенами (11-36%), зеленой роговой обманкой (1-7%) и коричневым биотитом (3-9%), в котором вокруг включений цирконов образуются отчетливые плеохроичные дворики. Кварцевые монцониты отличаются от монцонитов несколько меньшим количеством калишпата и большими кварца (7-14%) и роговой обманки (до 10%), образующейся за счет пироксенов (до 6%). Акцессорные минералы стандартны для всех разновидностей пород: циркон, рудный, апатит. По химическому составу породы относятся к умеренно-щелочной группе с преобладанием окиси натрия над окисью калия [База данных].

Для всех разновидностей пород характерен большой набор акцессорных минералов: титаномагнетит, сфен, пирит, апатит, циркон, эпидот, ильменит, гранат. По данным химических анализов они относятся к группе пород нормального ряда натриево-калиевой серии с практически равным содержанием окиси натрия и окиси калия в гранодиоритах. В тоналитах, по сравнению с гранодиоритами, содержание кальция превышено в два раза. В гранодиоритах Монгунского массива, содержания никеля, кобальта, ванадия, хрома, по данным спектрального анализа, превышены в 2-5 раз относительно кларковых (по Виноградову). Минералогическим анализом в пробах-протолочках обнаружены ильменит (до 38% магнитной фракции), ортит, монацит, циркон, анатаз, рутил, сфен. В шлихах из водотоков, размывающих интрузив, обнаружены кроме ранее перечисленных, также касситерит, шеелит, оранжит, хромит, гранат [Бруско, 1972].

Третья фаза: *граниты, гранит-порфиры, аляскитовые граниты, плагиограниты* ( $\gamma K_2U_3$ ) прослеживаются в западной части Монгунского (Джапинского) массива. Интрузивное тело площадью около 20 км<sup>2</sup>, вытянутое вдоль западной краевой части массива в субмеридиональном направлении. Юго-восточный контакт тела с вмещающими осадочными породами тектонический, контакт с гранодиоритами интрузивный отчетливый, неровный с падением 40° в сторону массива. Контактные изменения в гранодиоритах слабые. Отмечаются помутнение кварца, катаклаз и биотитизация. Граниты секутся извилистыми жилами (4-15 см) слюдисто-кварц-полевошпатовых пегматитов. Индивиды поле-



вых шпатов достигают 6 см, кварц темный в столбчатых и пирамидальных кристаллах размером до 6 мм, слюда (до 7 мм) представлена флогопитом. Рудных минералов в пегматитах не обнаружено [Бруско, 1972].

Гранитами и аляскиотовыми гранитами сложен массив м. Врангеля, площадью около 16 км<sup>2</sup>. Он имеет форму плитообразного тела с падением на северо-запад под углом 40-60° и прорывает осадочные породы среднеюрского возраста. Контакты интрузии с вмещающими породами крутые с многочисленными апофизами. Граниты отличаются крупнозернистой порфирированной структурой. Порфиновые вкрапленники плагиоклазов достигают 5 см, а кварца – 1,5 см. В приконтактной зоне шириной 30-50 м наблюдаются параллельные контакту полосы обогащенные биотитом или полевыми шпатами. В этой зоне часты ксенолиты темных роговиков размером не более 30 см. Меньших размеров ксенолиты сравнительно равномерно распределены по всему массиву. Интрузию секут мало мощные жилы мелкозернистых аплитовидных гранитов. Вблизи массива расположены небольшие интрузии штоки и дайки мелко-среднезернистых плагиогранитов и аляскиотовых гранитов. Породы подвержены вторичным изменениям – хлоритизации, окварцеванию, аргиллизации [Кайдалов, 1976].

Граниты – роговообманково-биотитовые розово-серые среднезернистые, часто неравномернозернистые массивные, иногда имеющие пятнистую текстуру от неравномерного распределения темноцветных минералов, представленных зеленой роговой обманкой (1-2%) и коричневым биотитом (2-6 %). В роговых обманках иногда наблюдаются реликты пироксен. Из аксессуарных минералов наиболее характерен ортит, образующий призматические формы, циркон, апатит и рудный. Граниты относятся к нормальному ряду калиево-натриевой серии с примерно одинаковыми количествами натрия и калия. В аляскиотовых гранитах повышено количество калиевых полевых шпатов (до 52%) и незначительное количество темноцветных минералов. Плагиограниты отличаются крупнозернистой структурой с крупными (до 6 см) вкрапленниками плагиоклаза и кварца (до 1,5 см). В минеральном составе для них характерно практически равное количество плагиоклаза (32,0%) и калишпата (34,8%). Темноцветные минералы представлены биотитом (10%) и роговой обманкой (0,8%). В аляскиотовых гранитах

По химическому составу плагиограниты относятся к нормальной группе пород с равным количеством окиси калия (3,37 - 3,71%) и натрия (3,28- 3,50%) и повышенным содержанием кальция (2,27-2,91%).

Возраст ульбанского комплекса датируется как позднемеловой на основании прорывания ими андезитов савояжской толщи и данных радиологических анализов Ка-Ar методом – в гранодиоритах Монгунского (Джаппинского) массива 67-76 млн. лет (6 опр.), в

Чадаянском 64 млн. лет (1 опр.). Радиологический возраст образца из гранитов четвертой фазы Монгунского массива составил 58 млн. лет. Такое "омоложение" возраста, вероятно, связано с калиевым метасоматозом, т. к. аэро-гамма съемкой над интрузией гранитов Монгунского массива отмечается калиевая аномалия и, кроме того, их прорывают штоки и дайки раннепалеогеновых диоритов и кварцевых диоритов [Бруско, 1972]. Радиологический возраст плагиогранитов м. Врангеля составил 40 и 45 млн. лет (2 опр.) [Кайдалов, 1976]. Они также подвержены вторичным изменениям и, учитывая их близкое географическое расположение с Монгунским массивом в одном магматическом ареале, а также отсутствие каких либо других данных определения возраста, они условно отнесены к поздне меловому ульбанскому комплексу.

*Эвурский комплекс диорит-гранодиорит-лейкогранитовый* выделен в одноименном вулcano-плутоническом ареале Восточнoбурейской ВПЗ, представлен Гадыкским, Болокули-Гореловским, Дымка и Яятканским массивами, а также мелкими штоками, локализованными по правобережью р. Бичи, среди юрских кремнисто-терригенных образований Бокторской подзоны Баджало-Горинской СФЗ. На территории листа интрузивы сформировались в две (первая и вторая) фазы внедрения. Взаимоотношения между породами разных фаз не наблюдались и они выделены условно [Потапов, 1981].

Первая фаза: *диориты, габбродиориты, габбро* ( $\delta K_2e_1$ ) имеют незначительное распространение. Ими сложены мелкие штокообразные тела, в юго-западном экзоконтакте Гадыкского массива, занимающие площадь в сумме около 5 км<sup>2</sup>. Вблизи южного экзоконтакта массива зафиксированы единичные дайки диоритов и диорит-порфиритов небольшой мощности и протяженности (до 0,5 км), не выражающиеся в масштабе карты.

Габбро и габбродиориты различаются только по химическому составу. Они представляют собой зеленовато-серые средне- и крупнозернистые массивные породы габбровой структуры. В их составе среди темноцветных минералов присутствуют моноклинный и ромбический пироксены (30-35%) и единичные зерна оливина. Плагиоклаз (60-65%) соответствует лабрадору. В габбродиоритах встречаются единичные зерна кварца.

Диориты – массивные темно-серые зеленоватые мелкозернистой порфировидной структуры, содержат до 70% плагиоклаза (№ 42-52), моноклинный пироксен (15-20%), биотит (5-10%), роговую обманку (до 5%) и кварц до 5%. Акцессорные минералы – рудный, апатит, циркон и, иногда, турмалин. В диорит-порфиритах порфировые вкрапленники (15-30%) представлены андезином, авгитом и гиперстеном. Редко встречается биотит.

Вторая фаза: *гранодиориты, кварцевые монодиориты, кварцевые диориты, граниты* ( $\gamma\delta K_2e_2$ ) слагают крупный Гадыкский массив, небольшие Болокули- Горелов-

ский, Яятканский и Дымка, а также несколько малых штоков и трещинных тел в окружении Гадыкского массива.

Гадыкский массив, площадью около 125 км<sup>2</sup>, отчетливо выделяется на АФС по возвышенным массивным формам рельефа. Он имеет продолговатую, сильно вытянутую на северо-восток, форму. Контакты его, судя по ширине зоны ороговикования (0,5-1 км), круто падают в сторону вмещающих отложений, слабо волнистые, на отдельных участках прямолинейные. В поле силы тяжести массиву соответствует положительная аномалия невысокой интенсивности. В магнитном поле породы массива четко фиксируются положительными аномалиями интенсивностью до 100 нТл. По данным расчетов гравитационного поля, глубина залегания подошвы интрузии оценивается в 3 км.

Основной объем массива представлен роговообманково-биотит-пироксеновыми гранодиоритами. Кварцевые диориты, реже монцодиориты и монцониты тяготеют к краевым частям, порфиридные биотитовые граниты отмечаются на разрозненных участках. Все разновидности пород связаны постепенными переходами. Часто встречаются ксенолиты и остатки кровли осадочных пород, площадь распространения которых достигает 2-3 км<sup>2</sup>. В апикальных частях породы приобретают порфиридную структуру, а мелкозернистые порфиридные разновидности наиболее распространены в северо-западной части интрузива. Массив прорывают дайкообразные тела и небольшие штоки гранитов. Они занимают не более 1-2% его объема. Мощность этих дайкообразных тел от 20 до 150 м, протяженность 500-1500 м. Кварцевые монцодиориты слагают небольшие штоки в экзоконтактах массива. Контактные измененные породы представлены роговиками и кварц-турмалиновыми метасоматитами. Ширина зоны роговиков составляет 1-2 км.

Болокули-Гореловский массив площадью около 22 км<sup>2</sup>, обнажается в виде двух близрасположенных интрузий соединенных перемычкой из сильно ороговикованных пород среднеюрской ульбинской свиты. Основной объем занимают гранодиориты, к периферии массива переходящие в гранодиорит-порфиры. Местами, на небольших участках отмечаются граниты. Небольшие массивы Дымка и Яятканский сложены однообразными мелкозернистыми гранодиоритами.

Гранодиориты 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 разновидностях гранодиоритов плагиоклаз имеет более кислый состав (№ 28-36), а количество темноцветных минералов не превышает 10 %. Гранодиорит-порфиры отличаются от гранодиоритов лишь порфиридной или сериально-порфиридной структурами с мелкозернистой основной массой. Количество вкрапленников (плагиоклаз, биотит, рого-

вая обманка, кварц) в них варьирует от 10 до 80 % объема породы. В кварцевых диоритах кварц составляет не более 7% от минерального состава.

Кварцевые монцодиориты представляют собой мелко-среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой с элементами пойкилитовой структуры и состоят из плагиоклаза (№ 34–44) с прямой зональностью – 65–70 %, роговой обманки – 10–15 %, биотита – до 5 %, пироксена – 2–3 %, кварца – 8–10 % и калишпата – 5–7 %. Акцессорные минералы – ильменит, магнетит, апатит (часто зональный), сфен, циркон. Вторичные минералы – альбит, хлорит, карбонаты. Количество вкрапленников, среди которых преобладает или плагиоклаз, или роговая обманка, варьирует от 10 до 65 % объема породы [Кайдалов, 2007].

Кварцевые монцониты обладают гипидиоморфнозернистой, гранофировой, пойкилитовой или монцонитовой структурами и состоят из плагиоклаза (№ 32–52) – 40–45 %, калишпата – до 23%, кварца – 16–18%, биотита, роговой обманки, моноклинного и ромбического пироксенов, в сумме составляющих около 16 %. Акцессории представлены рудными минералами, апатитом, цирконом, турмалином и монацитом. Вторичные минералы – уралитовая роговая обманка, волокнистый амфибол тремолит-актинолитового ряда, хлорит, эпидот, альбит. [Дьяков, 1991]. С эвурским комплексом связана золотая минерализация золоторудной кварцевой формации, а также небольшие проявления молибдена и вольфрама.

Возраст эвурского комплекса определен на сопредельной с юга территории листа М-54 как позднемеловой, на основании того, что его интрузии прорывают сеноманские вулканы 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 [Кайдалов, 2007].

***Нижнеамурский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый*** выделен в пределах одноименного магматического ареала. Комплекс представлен интрузивами трех фаз внедрения, с преобладанием гранодиоритов второй фазы. Интрузивные массивы имеют удлиненную, вытянутую преимущественно в меридиональном направлении, форму, совпадающую с направлением Лимурчанского и Утанского разломов к которым, вероятно, приурочено их внедрение.

Первая фаза: *диориты, кварцевые диориты, габбродиориты и диорит-порфириты* ( $\delta K_2n_1$ ) распространены, в основном, по правобережью р. Амур на его изгибе, резко меняющем направление реки с севера на восток. Они слагают сближенные небольшие по площади (до 25 км<sup>2</sup>) тела штокообразной, реже трещинной, формы. Интрузии прорывают меловые терригенные отложения жорминской толщи, силасинской свиты и вулканы больбинской свиты. Юго-восточнее один из интрузивов диорит-порфиритов пере-

крыт вулканогенными образования палеогеновых улской и пихтачской толщ. Контуры интрузивных тел в плане извилистые, контакты с вмещающими образованиями обычно крутые (50–70°), с падением в сторону вмещающих образований, четкие. В эндоконтактовых зонах иногда присутствуют ксенолиты вмещающих пород. На аэрофотоснимках рассматриваемые образования не дешифрируются, в магнитном поле большинство из них не выражено из-за слабой магнитности пород и небольших размеров тел. Мелкие штокообразные тела диоритов и кварцевых диоритов расположены вблизи Бичинского массива и в Биткинском ареале малых интрузий.

Преобладающими породами являются диориты и кварцевые диориты, а в интрузии, расположенной выше пос. Чильма, отмечались габбро-диориты [Шуршалина, 1981]. Породы обычно хорошо раскристаллизованы, но в приконтактовых зонах они приобретают порфировидную структуру и иногда имеют вулканогенный облик. Экзоконтактовые зоны ороговикованных пород обычно не превышают 7 м.

Диориты – темно-серые мелкозернистые породы с гипидиоморфной и призматически зернистой структурами, иногда с чертами монцитовой. Состоят они из плагиоклаза (60–65 %), роговой обманки (15–20 %) и кварца (до 2–6 %). В подчиненном количестве присутствуют биотит, пироксен (титан-авгит) и калишпат. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом (часто зональным), редко сфеном, цирконом и анатазом, вторичные – хлоритом, эпидотом, альбитом, карбонатом и лейкоксеном. Плотность их составляет 2,60–2,63 г/см<sup>3</sup>.

Диорит-порфириты, в отличие от диоритов, имеют порфировое, сериальнопорфировое и гломеропорфировое строение с полнокристаллической гипидиоморфнозернистой, криптозернистой, реже микропойкилитовой, основной массой. Выделяются пироксен-роговообманковые и биотит-пироксен-роговообманковые разности. Во вкрапленниках (20–55 %) присутствуют плагиоклаз, роговая обманка, пироксен и редко биотит. Моноклинный пироксен (авгит) иногда образует гломеропорфировые скопления. Единичные зёрна ромбического пироксена нацело замещены хлоритом. Акцессорные минералы те же, что и в диоритах.

Кварцевые диорит-порфириты, изредка присутствующие в полях распространения диорит-порфиритов и отличаются от последних наличием крупных удлиненных вкрапленников плагиоклазов, присутствием кварца в основной массе и повышенным содержанием кремнезема в химическом составе.

Вторая фаза: *гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, гранит-порфиры, кварцевые диориты и гранит-порфиры*, ( $\gamma\delta K_2P_2$ ) слагают крупные массивы — Князевский (Почельский), Серго-Михайловский (Дальжинский), Ангочиканский, Чульбатский, Гыр-

манский и ряд более мелких. Формирование интрузий происходило в гипабиссальных условиях, о чем свидетельствуют порфиновые и порфиroidные структуры, остатки кровли в апикальных частях, и сходный химический состав. По геофизическим данным предполагается, что массивы Серго-Михайловский, Князевский, Дальжинский, Чульбатский и Ангочиканский объединяются на глубине в единое тело [Шуршалина, 1981].

Наиболее крупный Князевский массив, расположенный в междуречье Амгунь-Почель, вытянут в меридиональном направлении вдоль Утанского разлома параллельно простиранию вмещающих валанжинских пород. Средняя часть массива скрыта под рыхлыми плиоцен-ранненеоплейстоценовыми отложениями кантагской толщи. Площадь его составляет около 300 км<sup>2</sup>. Судя по аномальному магнитному полю, массив полого погружается в восточном направлении и имеет сравнительно крутой западный контакт. Многочисленные остатки кровли предполагают его неглубокий эрозионный срез. Массив сложен преимущественно равномернозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами, реже биотитовыми плагиогранитами, которые имеют фациальные взаимоотношения с гранодиоритами. В краевых частях массива, преимущественно в западной, породы приобретают порфиroidный облик и их состав постепенно изменяется до кварцевых диоритов. Местами, в краевых частях интрузива, гранодиориты прорываются небольшими штоками и дайками более поздних гранит-порфиров и аплитовидных гранитов. Вмещающие породы в экзоконтактах превращены в кварц-биотитовые и кордиеритовые роговики.

Серго-Михайловский массив сильно вытянут в меридиональном направлении от верховьев р. Почель на юге, до оз. Дальжа, пересекая долину р. Амгунь, и приурочен к серии разрывов параллельных Утанскому разлому. Его площадь составляет около 270 км<sup>2</sup>. По характеру магнитного поля западный контакт массива более пологий чем восточный. В составе преобладают роговообманково-биотитовые мелко-среднезернистые гранодиориты, плагиограниты, биотитовые пегматоидные граниты и реже кварцевые диориты. Мелкозернистыми гранодиоритами и биотитовыми гранитами сложена преимущественно юго-западная часть массива. Плагиограниты тяготеют к его краевым частям. Фазовые взаимоотношения между ними и гранодиоритами не наблюдаются. В эндоконтактных зонах гранитоиды обычно порфиroidные. В них отмечаются зоны ассимиляции вмещающих пород, которые выражаются в появлении шлировых обособлений и пород гибридного облика, отвечающих по составу и структурам диорит-порфиритам и микродиоритам. Ширина ореола контактового метаморфизма вмещающих пород составляет 2-4,5 км. Породы в зоне до 1,5 км от контакта превращены в кварцевые, биотитовые или кордиеритовые роговики. Такого же состава роговики отмечаются и в провесах кровли. Иногда, непосредственно на контактах, вмещающие песчаники превращены в кварц-серицитовые метасо-

матиты. В южной части массива гранодиориты прорываются небольшим штоком (1 км<sup>2</sup>) и дайками пегматоидных лейкогранитов и аплитовидных гранитов сходных по составу с подобными породами Князевского массива [Шуршалина, 1978].

Чульбатский и Ангочиканский массивы, расположенные в междуречье Амгунь – Бичи, имеющие изометричную и овальную в плане формы, прорывают позднеюрские и раннемеловые терригенные отложения. Площади массивов близки по размеру и составляют соответственно 112 и 128 км<sup>2</sup>. Западные контакты массивов крутые, восточные более пологие. Извилистые очертания, наличие апофиз, провисов кровли во внутренних частях интрузивов, свидетельствуют о неглубоком эрозионном срезе. Оба массива тяготеют к Лимурчанскому разлому и имеют одинаковый состав. Существенный объем занимают однообразные биотит-роговообманковые гранодиориты, к периферии массивов переходящие в мелкозернистые гранодиориты и гранодиорит-порфиры, иногда кварцевые диориты. В гранодиоритах часто встречаются шлировые выделения темноцветных минералов размером до 10 см. В эндоконтактных зонах наблюдаются небольшие тела лейкогранитов, плагиогранитов, их дайки и жилы аплитов [Потапов, 1981; Шуршалина, 1978].

Гырманский массив, площадью 85 км<sup>2</sup>, расположенный на водораздельном пространстве между Амуром и оз. Чля, имеет в плане изометричные очертания с заливистыми краями. Западная граница массива относительно прямолинейная, субмеридионально ориентированная, восточная и северная извилистые, сопровождаются широкими (до 4 км) ореолами роговиков. С юга он ограничивается разломом северо-восточного направления, который фиксируется зоной милонитизированных гранитоидов и окварцованных гидротермально-измененных пород, шириной около 100 м. Вмещающие образования представлены алевролитами и базальтами верхнеюрской-нижнемеловой адаминской свиты, песчаниками и алевролитами нижнемеловой жорминской толщи и вулканитами верхнемеловой татаринской свиты. Восточная часть перекрыта вулканитами верхнемеловой сусанинской и палеогеновой сизиманской толщ. В крупных останцах кровли местами сохранились роговикованные вулканиты татаркинской свиты. Массив сложен однообразными гранодиоритами. В зоне (2-15 м) эндоконтакта гранодиориты приобретают мелкозернистую порфировидную структуру. Непосредственно на контакте с вмещающими осадочными породами отмечается появление гибридных темно-серых кварцевых диоритов и диорит-порфиритов. В западной и юго-восточной окраинах интрузива выделяются участки сложенные более поздними мелкозернистыми лейкогранитами. Вблизи восточного экзоконтакта массива расположено несколько мелких интрузий площадью не более 14 км<sup>2</sup> гранодиоритового состава, частично перекрытых базальтоидами сизиманской свиты. По осадочным породам в экзоконтакте интрузива развиты биотит-кордиеритовые, кварц-

андалузитовые и кварц-полевошпатовые роговики. Ширина контактовых ореолов составляет 1,5-3 км и зависит от крутизны контактов [Бравина, 1963; Кайдалов, 2002].

Кроме вышеописанных крупных массивов, в зоне между Утанским и Лимурчанским разломами южнее р. Почель, располагается множество мелких трещинных интрузий площадью от нескольких до 20 км<sup>2</sup>, объединенных в ареалы Почельский и Биткинский. Они сильно вытянуты в северном и северо-восточном направлениях, реже имеют изометричную штокообразную или неправильную, с заливистыми очертаниями форму. Состав интрузий разнообразный и представлен гранодиоритами, биотитовыми гранитами, плагиогранитами, гранит-порфирами, диоритами и кварцевыми диоритами.

Физические свойства пород второй фазы нижнеамурского комплекса подвержены незначительным вариациям. Плотность их изменяется от 2,75 до 2,78 г/см<sup>3</sup> для кварцевых диоритов и от 2,67 до 2,73 г/см<sup>3</sup> для гранодиоритов. Магнитная восприимчивость колеблется от 15 до 550×10<sup>-5</sup> ед. СИ. Радиоактивность диоритов и кварцевых диоритов в коренном залегании достигает 16–18 мкР/час, гранодиоритов – 18–20 мкР/час.

Гранодиориты – массивные среднезернистые, неравномернозернистые породы с порфировидной и гипидиоморфнозернистой структурами. Состоят они из плагиоклаза (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. В некоторых разновидностях гранодиоритов отмечаются повышенные (до 50–55 %) содержания плагиоклаза и пониженные (до 8–10 %) калиевого шпата. Такие разновидности приближаются по составу к тоналитам, а с повышением содержания кварца — к плагиогранитам.

Кварцевые диориты отличаются от гранодиоритов отсутствием калишпата, меньшим (до 12%) количеством кварца, большим (до 28%) содержанием темноцветных минералов с резким преобладанием среди них роговой обманки (20-22%). В диоритах кварц составляет от единичных зерен до 5%. Гранодиориты и кварцевые диориты по содержанию кремнезема и щелочей отвечают нормальному ряду магматических пород, калиево-натриевой серии.

Третья фаза: *граниты и лейкограниты аплитовидные, плагиограниты (γK<sub>2</sub>П<sub>3</sub>)* образуют небольшие по площади интрузии (до 5 км<sup>2</sup>) и немасштабные трещинные тела прорывающие обычно краевые части крупных массивов второй фазы комплекса. Очертания гранитоидных тел в плане извилистые с глубокими ответвлениями во вмещающие нижнемеловые осадочные отложения. Мелкозернистые аплитовидные граниты распространены узкой (около 2 км) полосой по западной периферии Гырманского массива. Непосредственно на контакте с гранитами гранодиориты осветляются и гибридизируются.



Ширина ореола контактового метаморфизма в породах вмещающей адаминской свиты не достигает 1 км, что говорит о достаточно крутых контактах. Граниты и лейкограниты имеют между собой фациальные взаимопереходы. В эндоконтактовых зонах породы приобретают порфириовидный и аплитовидный облик.

Граниты и лейкограниты различаются лишь по химическому составу. Это массивные мелкозернистые светло-серые породы, состоящие из кварца (25-33%), калишпата (40-45%), олигоклаза №20-30 (25-35%), биотита (3-7%). В плагиолейкогранитах содержание олигоклаза повышается до 40%. Аксессуары – апатит, монацит, циркон, редко ортит. Характерны гипидиоморфнозернистые структуры, мирмекитовые вроски кварца в плагиоклазе.

Аплиты – однородные светло-серые, белые мелкозернистые породы кварц-полевошпатового состава с редкими чешуйками слюды.

По химическому составу граниты третьей фазы принадлежат к нормальному ряду калиево-натриевой серии пород. Магнитная восприимчивость их низкая ( $0-220 \times 10^{-5}$  ед. СИ), что является одним из диагностических признаков комплекса. Плотность пород варьирует от  $2,58 \text{ г/см}^3$  до  $2,62 \text{ г/см}^3$ , радиоактивность от 14 до 18 мкР/час [Кайдалов, 2007].

Для пород всех фаз нижеамурского комплекса характерны пониженные, по сравнению с кларковыми, концентрации никеля, кобальта, бария, титана и повышенные – ванадия, меди, свинца, цинка. Граниты, гранодиориты и кварцевые диориты объединены в один комплекс на основании их петро- и геохимического сродства, пространственного положения. В отличие от гранитоидов более молодого верхнеудоминского комплекса нижеамурским свойственны постоянство структуры и состава (однородность) и пониженная щелочность. Гео- и петрохимическое сходство, пространственная взаимосвязь гранитов третьей фазы и вулканитов татаркинской свиты позволяют считать те и другие, членами единой вулcano-плутонической ассоциации. Гранитоиды комплекса имеют золоторудную минерагеническую специализацию. С кварцевыми метасоматитами связаны месторождения золота Покровское, Агние-Афанасьевское, Октябрьское, а также проявления рудного золота Грозный и Бабай и более мелкие.

Возраст пород нижеамурского комплекса как позднемеловой определяется исходя из их взаимоотношений с палеонтологически датированными стратифицированными образованиями и геохронологических датировок. Они прорывают и ороговиковывают берриас-валанжинские отложения пионерской и пиванской свит, верхнюю подсвиту адаминской свиты баррем-альбского возраста и, предположительно, туронские вулканиты татаркинской свиты, а перекрывают их покровы флористически охарактеризованной маастрихской маломихайловской свиты. Калий-аргоновые датировки (70–87 млн. лет) указывают

на сантон-кампанский возраст становления интрузий. Более древняя дата (93,5 млн. лет, среднее из 13 определений) получена по цирконам уран-свинцовым методом. [Кайдалов, 2007; 2011]. Радиологические возраста по цирконам из второй фазы Ангочиканского массива показали 63,8 и 91,5 млн. лет, что соответствует позднему мелу.

## 2.6. Палеоценовые интрузии

*Бекчиулский комплекс диорит-гранитовый* представлен породами трех фаз внедрения и распространен в Нижнеамурском магматическом ареале. Гранитоиды комплекса прорывают терригенные и вулканогенные образования Сихотэ-Алинской складчатой системы от юры до раннего эоцена. Они слагают крупные массивы – Бекчиулский, Огнедо, Яяно-Чимчиканский, Бичинский, Чаятынский, Кумлинский, Марккрамский площадью от 60 до 250 км<sup>2</sup> и ряд более мелких. В геофизических полях они отмечаются слабыми аномалиями, или не выделяются на фоне окружающих их вулканитов. Для интрузий характерны многочисленные апофизы и инъекции во вмещающие породы. В эндоконтактах гранитоидов обычны многочисленные крупные (до 15-20 м) ксенолиты вулканитов. По периферии тел, сложенных породами поздних фаз, отмечены переходы пород в гранит-порфиры субвулканического облика, что указывает на малую глубину их становления и тесную связь интрузивного и эффузивного магматизма [Кайдалов, 2002].

Наиболее представительный Бекчиулский массив площадью около 250 км<sup>2</sup>, расположенный в северной части суши на побережье Сахалинского залива в бассейнах рек Бекчи и Ул, сложен породами трех фаз комплекса. Он имеет овальную форму, вытянут в северо-восточном направлении согласно с направлением основных складчатых структур и контролируется Утанским глубинным разломом. Массив значительно разбит разрывными нарушениями, в основном, северо-восточного простирания. Наблюдаемые в пределах массива провисы кровли представлены верхнеюрскими и нижнемеловыми осадочными образованиями и верхнемеловыми вулканитами. Контакты с вмещающими породами изменяются от очень крутых до очень пологих, местами контакты инъекционные. В районе г. Сахарная Голова, в экзоконтакте интрузии лейкогранитов, контактирующих с вулканитами маломихайловской свиты, отходят апофизы аплитов, а в районе мыса Литке прожилки и неправильные тела гранитоидов, секут верхнесенонские дациты. Контактный метаморфизм выражается в интенсивном ороговиковании вмещающих пород в зоне шириной от 1 до 4 км. Трехфазным является также и Марккрамский массив с площадью выхода на поверхность 65 км<sup>2</sup>, расположенный на правом берегу приустьевой части Амура. Его можно рассматривать как основание крупной глубоко эродированной вулcano-плутонической структуры. Центральная часть массива сложена средне- и крупнозернистыми породами, в

периферийных частях переходящими в порфировидные и слабо раскристаллизованные разновидности. Массивы Огнедо, Бичинский, Чаятынский и ряд более мелких интрузивов и тел размещаются среди терригенных пород Баджало-Горинской и, реже (Дидбиранский массив) Западно-Сихотэалинской зон. Каждый из массивов индивидуален по своему строению и составу слагающих его пород. Так, массив Огнедо сложен исключительно гранодиоритами 2-ой фазы, вмещающими редкие дайки аплитов последующей фазы. Массивы Бичинский и Амбакта многофазные. В них гранодиориты распространены совместно с гранитами третьей фазы, но резко уступают им по площади распространения и приурочены к окраинным частям этих тел. В Дидбиранском массиве, наоборот, гранодиориты преобладают над гранитами третьей фазы, образуя небольшие по размерам тела в его центральной части. Мелкие массивы сложены преимущественно однородными по составу и структуре породами – гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами. Последние преобладают в малых интрузивных телах.

Первая фаза: *кварцевые диориты, кварцевые монцониты, диориты, монцониты* ( $q\delta P_1 b_1$ ), слагают крупное (более 10 км в длину и до 2 км в ширину) тело субширотного простирания с близмеридиональным ответвлением, расположенное в северной части Бекчиулского массива. В южной части Маркрамского массива монцодиоритами и диоритами сложено относительно крупное штокообразное тело до 3,5 в поперечнике. Несколько мелких штоков расположено на правом берегу р. Тяпка и небольшие интрузии диоритов на м. Перовского и левобережье оз. Орель. Характерны постепенные переходы диоритов в кварцевые диориты в кварцевые монцониты и вертикальная зональность в строении тел, выражающаяся в постепенном изменении их структур и основности. В наиболее глубоких эрозионных врезках кварцевые монцониты неравномерно- и крупнозернистые. Гипсометрически выше они становятся менее основными и щелочными и переходят в кварцевые диориты с мелко- или среднезернистой структурой. В эндоконтактовых фациях породы приобретают порфировидный облик. В Кумлинском массиве среднезернистые равномерно-зернистые кварцевые диориты, кварцевые монцониты и монцониты слагают небольшие штокообразные тела в юго-восточной и восточной частях массива. Для пород фазы характерны вариации состава от нормальных до умеренно-щелочных разновидностей, при этом в целом последние преобладают. При повышении щелочности в породах увеличивается количество полевого шпата и темноцветных, среди последних в подщелоченных разновидностях, по сравнению с нормальными, больше пироксена, количество кварца при повышении щелочности в целом уменьшается. По периферии тел монцодиоритов, в зоне контакта их с граносиенитами третьей фазы, наблюдается раскисление монцонитов и изменение их структуры до кварцевых диорит-порфиритов. В северном и южном эндоконтактах небольшого

Вузахинского массива отмечены широкие (до 1 км) поля гибридных пород и как бы «по-степенный», через многочисленные инъекции и апофизы, переход к вмещающим покровным образованиям маломихайловской свиты.

Кварцевые монцониты – серые, розовато-серые породы с мелко-, средне- или крупнозернистой монцонитовой, реже гипидиоморфнозернистой структурами, сложенные андезин-лабрадором № 40-60 (45-55%), калиевым полевым шпатом (20-25%), кварцем (5-10%), биотитом (5-9%), клинопироксеном (2-7%), роговой обманкой (7-20%). Зерна калиевых полевых шпатов часто содержат пойкилитовые вросстки пироксена. Монцониты отличаются меньшим количеством кварца, не превышающем 5%. В кварцевых диоритах возрастает количество кварца (до 15%), исчезает калиевый полевой шпат, уменьшается содержание пироксена и биотита, иногда до полного исчезновения. Акцессорные минералы представлены апатитом, монацитом, цирконом, сфеном, магнетитом, а в монцонитоидах появляются ильменит и рутил. В составе диоритов отмечены андезин-лабрадор (до 55-60%), клинопироксен и роговая обманка (40-45%). В диорит-порфиритах наблюдаются порфиновые выделения (20-35%) андезин-лабрадора №35-55, роговой обманки и клинопироксена размером 2-4 мм. По химическому составу кварцевые диориты отвечают породам нормального ряда, монцонитоиды – породам умеренно-щелочного ряда калиево-натриевой серии высоко- и весьма высокоглиноземистым, пересыщенных щелочами. Кварцевые монцониты по сравнению с породами нормального ряда содержат больше двуокиси титана (до 0,89% на фоне 0,4-0,6%). Магнитная восприимчивость пород второй фазы составляет около  $275 \times 10^{-5}$  ед. СИ, плотность колеблется от 2,78 г/см<sup>3</sup> до 2,83 г/см<sup>3</sup> (средняя 2,80 г/см<sup>3</sup>), естественная радиоактивность составляет 10-16 мкР/час.

Монцонитоиды первой фазы прорываются гранодиоритами и субщелочными гранитами поздних фаз. В зоне контакта в них отмечается осветление пород, появление вторичного биотита, и гибридизация [Кайдалов, 2002].

Вторая фаза. *Гранодиориты, граносиениты, гранодиорит-порфиры* ( $\gamma\delta \text{ } \tilde{h}_1 b_2$ ) слагают большую часть Бекчиулского и почти целиком Кумлинский, Маркрамский, Огнедо и Яяно-Чимчиканский массивы. Для гранодиоритов и граносиенитов Бекчиулского массива характерны постепенные взаимные переходы и широкие вариации структур. В глубоких врезках породам фазы свойственны средне- и крупнозернистые структуры, которые по направлению к кровле сменяются мелкозернистыми и порфиroidными. По периферии массивов гранитоиды второй фазы содержат до 10% переработанных ксенолитов вмещающих осадочных и магматических пород размером 0,9-1,5 м в поперечнике, а на контактах отмечаются явления гибридизации. В Маркрамском массиве преобладают граносиениты над гранодиоритами. Массив Огнедо площадью около 130 км<sup>2</sup>, расположенный

на левобережье р. Бичи целиком сложен монотонными среднезернистыми гранодиоритами и только в эндоконтактной зоне, мощностью в первые метры, породы меняют структуру до мелкозернистой порфиroidной. Местами, в краевых частях, гранодиориты обогащаются темноцветными минералами, и их состав приближается к кварцевым монцодиоритам. Для северных контактов массива характерны длинные апофизы во вмещающие породы. Граниты третьей фазы отмечаются только на небольшом участке в его северо-западной окраине. Контактково-измененные породы представлены кордиеритовыми роговиками по алевролитам. Мощность зоны роговиков составляет 1-2 км. Массив Яно-Чимчиканский, расположенный северо-западнее в верховье р. Ян, по строению практически не отличается от Огнедо, и цепочка более мелких интрузий соединяющая эти массивы, а также аномальное магнитное поле, может свидетельствовать, что они образуют единый плутон [Потапов, 1981].

Гранодиориты – светло-серые мелко-, среднезернистые, часто порфиroidные породы, сложенные кварцем (15-25%), калиевым полевым шпатом (15-25%), андезином (35-50%), роговой обманкой (5-15%), клинопироксеном (0-6%), биотитом (2-8%). При переходе в граносиениты увеличивается количество калиевого полевого шпата (до 40-45%), биотита и пироксена. По составу темноцветных минералов породы подразделяются на биотит-роговообманковые и пироксен-роговообманковые, в единичных случаях наблюдаются чисто амфиболовые и пироксен-биотит-амфиболовые разновидности. Наибольшие содержания биотита и пироксена характерны для граносиенитов. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом, в граносиенитах появляется рутил.

Гранодиорит-порфиры содержат 30-45% фенокристаллов размером до 5 мм в поперечнике, представленных плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом. Основная кварц-полевошпато-роговообманковая масса гипидиоморфнозернистой структуры, содержит акцессорные апатит, сфен, магнетит.

По петрохимическим особенностям гранодиориты и граносиениты близки породам первой фазы и отличаются от последних, более высокими значениями калий-натриевого соотношения. Магнитная восприимчивость их составляет  $1200-3150 \times 10^{-5}$  ед. СИ, достигая максимума у граносиенитов, плотность  $2,68 \text{ г/см}^3$ ; радиоактивность пород варьирует в пределах 14-19 мкР/час. Спектральными анализами в породах фиксируются повышенные по сравнению с кларком концентрации молибдена, меди, ванадия, скандия. Породы второй фазы прорваны дайками и телами гранитоидов третьей фазы. При этом отмечены осветление и гибридизация граносиенитов. Ширина зоны гибридных пород достигает 50-100 м. С породами первой и второй фаз связаны кварцевые метасоматиты, развитые вблизи эндо- и экзоконтактов крупных интрузий [Кайдалов, 2002].

Третья фаза: *граниты* ( $\gamma P_1 b_3$ ), *лейкограниты* ( $l\gamma P_1 b_3$ ), *субщелочные граниты* ( $\varepsilon\gamma P_1 b_3$ ), слагают целиком Чаятынский массив, около 70 % объема массивов Бичинского и Амбакта, значительную часть Бекчиулского массива, а также образуют ряд более мелких тел.

Чаятынский массив отчетливо выделяется на топооснове и МАКС положительными формами в окружении с контрастным сильно расчлененным рельефом, характерным для роговиков. Породы массива совместно с роговиками характеризуются слабо дифференцированным магнитным полем низкой (100–300 нТл) интенсивности. В гравитационном поле он выделяется овальной симметричной аномалией широтного простирания интенсивностью – 16–18 мГл. Большая ширина ореола роговикованных пород (4–5 км), окружающая массив, может свидетельствовать о сравнительно пологом (40–50 °) погружении его кровли под вмещающие терригенные отложения Приамурской подзоны. На отдельных участках вблизи эндоконтактов в гранитах сохраняются небольшие останцы кровли, что может указывать на незначительный эрозионный срез массива. Среди гранитов, распространенных на площади около 250 км<sup>2</sup>, различаются амфибол-биотитовые и лейкократовые разновидности, связанные между собой фациальными переходами. Северо-западную часть Чаятынского массива слагают преимущественно лейкограниты, юго-восточную – нормальные амфибол-биотитовые граниты, мало меняющиеся по составу на всей площади распространения. Лейкогранитам, наоборот, свойственны значительные вариации в зернистости и структурных особенностях породы. С ними связаны миароловые пустоты с друзами горного хрусталя, мориона и аметиста. В пределах массива распространены маломощные (до первых метров) и непротяженные (10–20 м) дайки гранит-порфиров и кварцевые жилы. На небольших по площади участках проявлена грейзенизация.

В центральной и юго-западной части Бекчиулского массива крупное, более 120 км<sup>2</sup>, интрузивное тело, сложено разновидностями пород гранит-лейкогранитового ряда. Северную и центральную его часть занимают субщелочные и нормальные граниты, преимущественно биотитовые среднезернистые, на восточном фланге, в районе г. Тавервей, плавно переходящие в средне-крупнозернистые роговообманково-биотитовые. В западном эндоконтакте они содержат многочисленные шлировые обособления размером до 10–12 см. Крупные тела субщелочных гранитов и лейкогранитов изометричной формы расположены на правом берегу верхнего течения р. Тывлинка и в верховьях р. Тевервей. В породах на небольших участках размером от десятков до первых сотен метров наблюдаются плавные переходы мелкозернистых аплитовидных лейкогранитов в порфировидные, средне- и крупнозернистые разновидности, нередко насыщенные миароловыми обособлениями,

выполненными крупнокристаллическими (5-8 см) сростками и друзами микроклина и кварца.

Субщелочные лейкограниты и лейкограниты слагают небольшое (5x1 км) вытянутое в субширотном направлении тело в пределах Маркрамского массива, более мелкие штоки субщелочных гранитов и гранитов в Кумлинской интрузии и по периферии Авринского массива. Для пород, слагающих эти тела, характерны широкие вариации структур от средне-крупнозернистых разностей до порфировидных мелкозернистых, непосредственно в эндоконтактах отмечены переходы гранитов в гранит-порфиры и риолиты субвулканического облика. При этом порфировые выделения в одних случаях представлены кварцем, в других – розовым микроклином. В апикальных частях тел отмечаются шлировые обособления, выполненные крупнокристаллическими (4-8 мм) сростками кварца и микроклина (Кайдалов, 2002).

Бичинский массив и ряд более мелких интрузивов (Дальнинский, Амбакта) северо-восточного направления заключены между зонами Есенгского и Биткинского разломов. В Бичинском массиве роговообманково-биотитовые граниты слагают краевую часть, а лейкограниты – центральную. Эта особенность в размещении фациальных разновидностей четко обозначена в аэромагнитном поле над массивом. Краевые зоны массива характеризуются положительным магнитным полем интенсивностью 100–200 нТл, центральная часть – отрицательным полем напряженностью – 100–200 нТл. В гравитационном поле массив выделяется пониженными на 2–5 мГл значениями  $\Delta g$  на более высоком фоне, характерном для вмещающих терригенных пород. Юго-восточный контакт массива погружается под углами 50–60° под вмещающие терригенные отложения, преобразованные в роговики, среди которых наблюдаются апофизы гранитов. Северо-западной границей массива является Есенгский разлом. [Кайдалов, 2011].

Субщелочные лейкограниты – светло-серые, розовато-серые породы мелко- или крупнозернистой, часто порфировидной структуры, сложены кварцем (40-45%), олигоклазом № 10-22 (15-25%), калишпатом (30-45%), биотитом (до 2-3%), акцессории – апатит, сфен, циркон, магнетит, ильменит, рутил, редко ортит. Лейкограниты нормального ряда отличаются от субщелочных уменьшением содержания калишпата (до 25-30%) и возрастанием – кварца (до 40%). Граниты и субщелочные граниты в целом схожи с лейкократовыми разностями и, по сравнению с ними, характеризуются более высоким содержанием темноцветных минералов (до 8%), появлением среди них амфибола (до 4-5%), более основным составом плагиоклаза и меньшим количеством кварца (28 - 35%). В особую группу выделяются аплиты – белесые сахаровидные мелкозернистые породы, сложенные полевыми шпатами и кварцем с редкими чешуйками слюды.

В отличие от близких по составу пород нижеамурского комплекса, гранодиориты и кварцевые диориты бекчиулского комплекса отчётливо выражены в магнитном (20–50 нТл) и гравитационном (2–5 мГл) полях. Наиболее высокое (до 55 нТл) дифференцированное магнитное поле наблюдается над однородными гранодиоритами массива Огнедо. В Бичинском массиве, сложенном преимущественно гранитами третьей фазы, гранодиориты второй фазы выделяются локальными аномалиями магнитного поля интенсивностью 30–40 нТл на фоне поля 10–20 нТл, характерного для более кислых гранитоидов. Концентрация радиоактивных элементов (U, Th, K) лишь в редких случаях превышает фоновые значения. Плотность гранодиоритов и диоритов колеблется в пределах – 2,67–2,74 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость от 20 до 1100×10<sup>-5</sup> ед. СИ. Вариации значений этих свойств характерны для образцов, характеризующих как многочисленные мелкие тела, так и наиболее крупные массивы [Кайдалов, 2007].

Породы объединены в один комплекс на основании их гео- и петрохимического сродства и пространственного положения. Рассматривая комплекс в целом, можно выделить следующие его особенности: для всех фаз характерно обогащение двуокисью титана субщелочных разностей по сравнению с нормальными, более широкие вариации химического состава характерны для ранних фаз, а изменчивость структур наиболее сильно проявлена у поздних гранитоидов. От ранних фаз к поздним фиксируется общее повышение щелочности и калиевости пород. По химическому составу кварцевые монзониты и кварцевые диориты второй фазы близки к эффузивам сусанинской толщи, а граниты и лейкограниты третьей - кислым вулканитам маломихайловской свиты. Тесная связь проявлений эффузивного и интрузивного магматизма указывает на небольшие глубины становления массивов.

Гранитоиды первой и второй фаз обогащены кобальтом, никелем, медью, ванадием, оловом; гранодиориты и граносиениты второй фазы характеризуются более высокими (в 1,5-4 раза), чем кларковые, концентрациями золота. По данным Б. Л. Залищак и Ю. Г. Пискунова, в гранодиоритах второй фазы среди аксессуариев присутствуют зерна золота комковатой формы. В гранитах и лейкогранитах третьей фазы содержание большинства микроэлементов примерно отвечает кларкам. Пониженные концентрации отмечены для золота, ванадия, цинка. Аналогичные особенности этих пород отмечены на Многовершинном золоторудном месторождении, где гранитоиды третьей фазы являются пострудными.

В экзоконтактах интрузивов, принадлежащих первой и второй фазам комплекса, наблюдаются новообразования типа кварцевых метасоматитов, слагающие обычно небольшие линейные, реже площадные (до 3 км<sup>2</sup>) тела. Развиты они обычно по вулканоген-



ным и осадочным породам останцов кровли, полностью переработанных контактовыми процессами. Адуляр-кварцевые разности обычно сопровождаются сульфидной минерализацией. Именно такие метасоматиты вмещают рудные тела Многовершинного золоторудного месторождения. Приуроченность метасоматитов к первой и второй фазам комплекса доказывается прорыванием их гранитоидами третьей фазы.

Интрузивные образования бекчиулского комплекса прорывают эффузивы маломихайловской свиты позднемелового-палеоценового возраста. В районе г. Зеленый Конус субщелочные граниты прорывают вулканиты маломихайловской свиты и, в свою очередь, сами прорваны трахиандезибазальтами улского комплекса. Дайки гранитоидов третьей фазы комплекса пересекают золоторудные тела Многовершинного месторождения, сами прорываются палеоцен-эоценовыми дайками андезитов улского комплекса и перекрываются сизиманскими базальтоидами эоцен-олигоценного возраста, что указывает на формирование их в раннем или среднем палеоцене. Калий-аргоновые датировки составляют для пород третьей фазы 57-86 млн. лет, четвертой – 41-70 млн. лет и, в основном, отвечают палеоцену [Кайдалов, 2002]. Торий-урановые датировки цирконов из второй фазы Бекчиулского массива составили 75,2 млн. лет, из третьей фазы – 64,2; 63,8; 65,6 млн. лет, что соответствует границе мела и раннего палеоцена.

## 2.7. Эоценовые интрузии

*Прибрежный комплекс монцитит – гранитовый* впервые выделен Э.П. Изохом в качестве интрузивной серии в Самаргино-Совгаванском магматическом ареале, распространяющемся от Центрального Сихотэ-Алинского разлома до побережья Татарского пролива. На территории листа N-54 он представлен тремя фазами которые слагают Хузинский, Геринский, Верхнегеринский, Тыминский, Скальный массивы и массив Алочка, а также ряд мелких (2–7 км<sup>2</sup>) тел.

Первые пять массивов образуют группу близрасположенных интрузий в междуречье Хузи – Гера – Тыми. Наиболее крупным является Хузинский массив серпообразной формы, протяженностью до 10 км и шириной до 2 км, расположенный в истоках одноименной реки. Здесь выделены все три фазы комплекса. Поля роговиков вокруг интрузии довольно широкие (до 800-1000 м.). Геринский массив (20 км<sup>2</sup>), обнаженный на левобережье р. Гера, морфологически представляет собой трещинное тело, приуроченное к зоне разломов северо-восточного простирания. Северо-западный контакт его осложнен крутопадающим (70–75 °) на юго-восток разломом, а юго-восточный – извилистый, полого (30°) падающий на юго-восток. Ширина зоны ороговикования в юго-восточном экзоконтакте массива 2–2,5 км, в северо-западном – 1,0–1,5 км. Массив сложен гранодиоритами и мон-

цодиоритами. Тыминский массив (50 км<sup>2</sup>), закартированный в верховьях р. Тыми, приурочен к зоне сочленения разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Он имеет форму, близкую к овалу, ориентированному в меридиональном направлении. В строении массива принимают участие монцодиориты, гранодиориты и кварцевые диориты, субщелочные граниты. Верхнегеринский массив площадью около 30 км<sup>2</sup>, вскрывающийся в бассейне верхнего течения р. Лев. Гера, по геофизическим данным имеет лакколитообразную форму. Он приурочен к той же зоне разломов северо-восточного простирания, что и Геринский массив, но по составу слагающих его пород близок к Тыминскому. Скальный массив, вскрытый в верховьях правых притоков р. Гера, сложен кварцевыми монцонитами и субщелочными гранитами. Контакты гранитоидов с туфами дацитов татаркинской свиты четкие извилистые, крутые (до 70°) с падением в сторону вмещающих образований, ксенолиты которых часто содержатся в провесах кровли массива. Иногда контакты осложнены разрывными нарушениями. Массив Алочка расположен в истоках одноименной реки, впадающей с запада в оз. Удыль дуговидную форму, ориентированную субмеридионально и сложен породами трех фаз.

Первая фаза. *Габбродиориты, габбро* ( $\nu\delta P_2p_1$ ); *диориты, монцодиориты* ( $\delta P_2p_1$ ); *кварцевые монцониты* ( $q\mu P_2p_1$ ) слагают среднюю часть массива Алочка. Вмещающими породами служат песчаники жорминской толщи альбского возраста. Тело габброидов, сложенное мелко- и среднезернистыми габбро и габбродиоритами, слегка вытянуто в меридиональном направлении. С северо-западной стороны оно ограничено разрывным нарушением. Контакты его крутые и наклонены в сторону ороговикованных вмещающих пород. Диориты обнажены в северо-восточной части Хузинского массива, где слагают тело протяженностью 5 км при ширине до 2 км. Контакт диоритов с трахиандезитами улской толщи падает на юг-юго-запад под углом 60-80°. В эндоконтактной зоне (5-10 м) диориты переходят в диорит-порфириты. В зоне экзоконтакта с субщелочными гранитами третьей фазы диориты превращены в полевошпатово-амфиболовые и биотитовые роговики. Иногда они гибридизированы и раскислены до кварцевых диоритов. Диоритами и монцодиоритами и кварцевыми монцонитами сложены тела с многочисленными апофизами среди пород более поздних фаз в апикальных и эндоконтактных частях Верхнегеринского и Тыминского массивов. В экзоконтакте (до 500 м) с породами первой фазы вмещающие терригенные породы силасинской и утицкой свит окварцованы и биотитизированы, вулканиты больбинской свиты пропицитизированы, на контактах с субщелочными гранитами третьей фазы в диоритах отмечаются признаки кремне-калиево-натриевого метасоматоза [Добкин, 2012].

Габбро имеют темно-серую с зеленоватым оттенком окраску. Они мелко- среднезернистые, однородные или порфировидные. Среди них выделяются оливин-пироксеновые и биотит-пироксеновые разности, иногда содержащие небольшое количество роговой обманки. В составе преобладает плагиоклаз (андезин). Пироксен присутствует в виде зёрен, иногда окаймленных буро-зелёной роговой обманкой. Оливин представлен зёрнами округлой и неправильной формы. Биотит светло-коричневого до тёмно-коричневого цвета часто содержит включения магнетита. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, вторичные – актинолит, хлорит, серицит.

Габбродиориты – тёмно-серые мелко-среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой, габбровой, участками пойкилитовой структуры. Состоят они из плагиоклаза (50–55%), роговой обманки (15–25%), моноклинного и ромбического пироксенов (10–20%), биотита (5%), кварца (2–10%), калишпата (1–2%). Акцессорные минералы – магнетит, апатит, редко сфен.

Диориты – массивные серые, темно-серые мелкозернистые (1-3 мм) породы гипидиоморфнозернистой, порфировидной структуры, сложены клинопироксеном (5-20%), роговой обманкой (0-25%), аплагиоклазом (50-65%), иногда наблюдается примесь кварца (2-3%). Акцессории – апатит, рудный, редко циркон, в протолочках отмечены эпидот, пирит.

Монцодиориты, в отличие от диоритов, содержат (в %) больше клинопироксена (17–26), калишпата (12–15), биотита (3–15) и меньше роговой обманки (1–4). Структура гипидиоморфнозернистая, монцонитовая. В кварцевых монцонитах появляется кварц.

По химическому составу диориты относятся к нормальному ряду калиево-натриевой серии. В отличие от диоритов верхнеудоминского комплекса, натрий в них преобладает над калием. Магнитная восприимчивость диоритов варьирует от 1950 до  $10000 \times 10^{-5}$  ед. СИ, плотность от 2,57 до 2,75 г/см<sup>3</sup> (среднее 2,68 г/см<sup>3</sup>), радиоактивность от 10 до 12 мкР/час. В диоритах повышенные по сравнению с кларком в 1,5-4 раза концентрации скандия и пониженные в 1,5-3 раза содержания кобальта, никеля, стронция, циркония, бериллия. Монцодиориты, в отличие от диоритов, содержат больше SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O. В них, по данным спектрального анализа монофракций сфена и апатита, повышены концентрации ниобия, олова, иттрия, иттербия, лантана и церия. По данным одного химического анализа, габбро относятся к умеренно глиноземистым породам калиево-натриевого типа щелочности [Добкин, 2012].

Вторая фаза. Гранодиориты, граносиениты ( $\gamma\delta_2 P_2 p$ ), кварцевые монцониты ( $q\mu_2 P_2 p$ ). Породами этой фазы сложена основная часть массивов Алочка, Ветвистый, Чуконанский, Геринский, Верхнегеринский, Тыминский, Скальный и несколько малых тел.

Перечисленные массивы пород прибрежного интрузивного комплекса в геофизических полях выражены наиболее отчетливо. В гравитационном поле они сопровождаются мало-контрастными аномалиями с относительной амплитудой порядка первых мГл, в магнитном – наиболее высокими (1500–3000 нТл) значениями  $\Delta T$ . Контакты интрузивных тел обычно наклонены в сторону вмещающих пород под углами 55–80°. Во всех массивах, наряду с преобладающими кварцевыми монцонитами в подчиненном количестве присутствуют и граносиениты, но только в Чуконанском массиве они откартированы как самостоятельное фациальное подразделение. Породы второй фазы часто имеют постепенные переходы между собой.

В северо-восточной части Геринского массива преобладают роговообманково-пироксеновые, биотит-пироксеновые гранодиориты мелко- и среднезернистые порфирировидные, а в юго-западной – преимущественно среднезернистые биотитовые, пироксен-биотитовые и роговообманково-биотитовые. В эндоконтактных зонах (100–300 м) гранодиориты постепенно сменяются кварцевыми монцодиоритами. На некоторых участках Верхнегеринского, Дудинского и Пахтинского массивов гранодиориты сменяются граносиенитами. Массив Удыльский и восточная часть массива Скальный (верховья руч. Каменный) сложены гранодиоритами и кварцевыми монцодиоритами в эндоконтактах переходящими в гранодиорит-порфиры. Северо-западная часть массива Скальный представлена кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонитами.

Гранитоиды второй фазы слагают южную часть – Вузахинского (Хузинского) и небольшие, приуроченные к разрывным нарушениям, тела на правом берегу р. Хузи. Состав их варьирует от граносиенитов до гранодиоритов и от кварцевых диоритов до кварцевых монцонитов. Прорываемые граносиенитами диориты первой фазы и трахиандезиты улской толщи превращены в биотитовые, альбит-биотитовые, кварц-альбит-биотитовые роговики. Ширина контактовых ореолов вокруг интрузий гранодиоритов изменяется от 0,3 до 2,5 км. Субщелочные граниты третьей фазы ороговикуют граносиениты. Ширина зоны ороговикования в граносиенитах достигает 0,5 км. Непосредственно в экзоконтакте последние осветлены и гибридизированы.

Гранодиориты и граносиениты – серые, часто с характерным лиловым оттенком, массивные мелко- или среднезернистые порфирировидные породы, состоящие из плагиоклаза (30–40%), кварца (15–20%), калишпата (25–30%), клинопироксена (4–7%), роговой обманки (0–10%), биотита (1–10%). Порфирировидные выделения (0,5–1,5 см) представлены полевыми шпатами. Структура основной массы гипидиоморфно-зернистая.

Граносиениты отличаются от гранодиоритов повышенным (до 45 %) содержанием калишпата в минеральном составе.

Кварцевые монцониты по сравнению с кислыми разностями пород обеднены кварцем (до 9 %) и содержат больше основного плагиоклаза и темноцветных минералов.

Кварцевые монцодиориты содержат 13–25% калишпата, 3–12% клино- и ортопироксена – 7–15% роговой обманки и до 10% биотита. Структура их монцонитовая. В кварцевых диоритах почти отсутствует калишпат.

Гранитоиды второй фазы относятся к нормальному и умеренно-щелочному рядам. Для них, как и для пород первой фазы, характерно преобладание натрия над калием. Все породы слабо пересыщены щелочами и двуокисью кремнезема. Магнитная восприимчивость пород варьирует (от 2600 до 6250)  $\times 10^{-5}$  ед. СИ, плотность 2,52–2,69 г/см<sup>3</sup> (среднее 2,62 г/см<sup>3</sup>). Содержание в граносиенитах скандия, титана, ванадия выше кларковых в 1,5–5 раз, а бериллия, бария, иттрия, циркония в 1,5–3 ниже кларковых [Добкин, 2012; Кайдалов, 2011].

Третья фаза: *Граниты* ( $\epsilon\gamma_3 P_2 p$ ), *гранит-порфиры* ( $\gamma\pi_3 P_2 p$ ), *субщелочные граниты* ( $\epsilon\gamma_3 P_2 p$ ). Граниты слагают тело неправильной дугообразной формы ориентированное в субширотном направлении в западной части Вузахинского (Хузинского) массива длиной около 6 км. Контакт с гранитоидами второй фазы эруптивный с падением на запад-северо-запад под углом 60–80°. Контакт гранитов с улскими трахиандезитами также крутой (50–80°) и направлен в целом на юг, т.е. тело гранитоидов на глубине расширяется, это же доказывает и сильное (до альбит-кварц-биотитовых роговиков) ороговикование вмещающих пород улской толщи в зоне до 1–1,5 км шириной.

Субщелочные граниты слагают юго-восточную часть массива Скальный. Северный контакт интрузии гранитов с кварцевыми монцодиоритами второй фазы крутой, южный с туфами дацитов татаркинской свиты относительно пологий. Граниты здесь представлены мелко-, средне- и крупнозернистыми разностями. В эндоконтактных зонах они обычно порфировидные и лейкократовые. Ширина зоны ороговикования вмещающих пород татаркинской свиты, улского и пихтачского комплексов в экзоконтакте интрузива достигает 1 км. На северо-восточной окраине Скального массива вскрывается тело среднезернистых биотит-роговообманковых гранитов. Северо-восточный их контакт тектонический, южный и западный – пологопадающие в сторону вмещающих образований. В верховьях р. Лев. Гера откартировано трещинное тело лейкогранитов, приуроченное к зоне разломов северо-восточного простирания. Протяженность его свыше 4 км при максимальной ширине в 1 км. Среднезернистые лейкограниты, слагающие основной объем тела, в приконтактной его части сменяются мелкозернистыми разностями, переходящими в гранит-порфиры. Аналогичные строение и состав установлены для малых интрузивных тел вблизи вышеописанных массивов.

Субщелочные граниты – светло-серые, розовато-серые мелкозернистые породы порфиroidной структуры, сложенные олигоклазом №15-25 (15-25%), кварцем (25-35%), калишпатом (30-45%), биотитом (5-10%), амфиболом (0-4%). По содержанию темноцветных они подразделяются на биотитовые и роговообманково-биотитовые. Акцессории – рудный минерал, циркон, апатит, иногда сфен. Петрохимически граниты отвечают субщелочному ряду, слабо пересыщены щелочами и глиноземом. В отличие от ранних фаз в них калий преобладает над натрием.

В гранит-порфирах на фоне микрогипидиоморфнозернистой основной массы, выделяются, иногда довольно крупные (5–10 мм), фенокристаллы (до 25 %) калишпата, кварца, плагиоклаза, реже биотита.

Граниты практически не магнитны, магнитная восприимчивость их составляет  $(3-10) \times 10^{-5}$  ед. СИ. Плотность гранитов варьирует в пределах 2,45-2,61 г/см<sup>3</sup> (среднее 2,57 г/см<sup>3</sup>), естественная радиоактивность – 16-22 мкР/ч. Спектральным анализом в субщелочных гранитах массива Скальный установлены повышенные концентрации меди, свинца, цинка.

Все три фазы объединены в один комплекс на основании их петро- и геохимического сродства, пространственной близости. По сравнению с верхнеудоминским прибрежный комплекс менее щелочной, более натровый. От ранних фаз к поздним прослеживается повышение щелочности. Для гранитоидов прибрежного комплекса менее характерны, в отличие от верхнеудоминского, вариации структур и состава.

Возраст прибрежного комплекса определяется как эоценовый на основании данных о прорывании дайками габбро пород силасинской свиты, гранодиоритами и гранитами – пород силасинской, утицкой свит, больбинского, татаркинского, улского и пихтачского комплексов. В эоцен–олигоценной сизиманской толще на рассматриваемой территории интрузии прибрежного комплекса не установлены. Радиологические датировки гранитоидов составляют 37-56 млн. лет и близки к таковым для улской толщи [Добкин, 2012; Кайдалов, 2011]. Торий-урановые датировки цирконов из гранодиоритов второй фазы показали 64,87 млн. лет, что соответствует датскому ярусу палеоцена.

### 3. ТЕКТОНИКА

Тектонический анализ картографируемой территории выполнен по фондовым и опубликованным материалам государственных геологических съемок масштаба 1:200 000 материковой и островной суши и регионального геологического изучения Охотоморского шельфа с использованием геофизической и дистанционной основ Госгеолкарты – 1000/3 листа N-54, обзорных карт геологического и тектонического содержания и результатов специализированных исследований глубинного строения земной коры Охотоморского и смежных с ним регионов.

Исследуемая территория является областью сопряжения трех фанерозойских складчатых систем – Амуро-Охотской, Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской, на которые наложены структуры позднемезозойской Восточно-Буреинской и поздне-мезозойско-раннекайнозойской Сихотэ-Алинской окраинно-континентальных вулcano-плутонических зон, кайнозойского Охотоморского осадочного чехла, покровы миоценовых и эоцен-миоценовых платобазальтов и угленосные молассы кайнозойских континентальных впадин Восточно-Азиатского окраинно-континентального рифтогенного пояса. Структурно-вещественные комплексы складчатых систем, вулcano-плутонических зон и залегающего на них осадочного чехла Охотоморского шельфа образуют в совокупности крупную надпорядковую структуру – Охотоморскую неоплатформу (юную платформу), контуры которой определяются границей распространения пород осадочного чехла-неоплатформенной плиты.

#### Структурные этажи

В вертикальном разрезе верхней части земной коры рассматриваемой территории обособляются четыре структурных этажа – герцинский, киммерийский, ларамийский и альпийский, различающиеся составом и геодинамическими условиями формирования породных ассоциаций принадлежащих им структурно-вещественных комплексов, степенью деформированности последних, и разделенные либо разломами, либо резко выраженными угловыми несогласиями.

#### Герцинский структурный этаж

К герцинскому структурному этажу могут быть отнесены палеозойские вулcanoгенно-кремнисто-терригенные формационные комплексы Тыльской и Тугурской подзон **Удско-**

**Шантарской СФЗ** Амуро-Охотской складчатой системы - восточного звена Монголо-Охотского складчатого пояса, прослеживающегося прерывистой полосой субширотного простирания шириной до 300 и более километров от Шантарских островов в Охотском море (на востоке) до Центральной Монголии (на западе). Области распространения палеозойских СВК этого пояса, в разрезах которых присутствуют мощные вулканогенно-кремнистые, вулканогенно-кремнисто-карбонатные или вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи с железными и марганцевыми рудами, маркирующие фазы растяжения (спрединга) земной коры, в палеотектоническом плане иногда рассматриваются [Роганов и др., 1986; Тектоника, 2005] как элементы протяженной цепи субокеанических рифтовых трогов красноморского типа, разделявшей Сибирский и Северо-Китайский континентальные блоки. В наиболее полных палеонтологически датированных разрезах некоторых СФЗ в автохтонном либо аллохтонном залегании присутствуют отложения всех систем палеозоя [УШБ]. В Удско-Шантарской и Ланской зонах разрезы палеозоя завершают пермские морские молассы, залегающие несогласно на подстилающих образованиях (в Удско-Шантарской зоне - на кембрии) и содержащие в своем составе грубообломочные, реже (Ланская СФЗ) – вулканогенные породы (в т.ч. кислого состава), что и позволяет относить их формационные комплексы к герцинидам.

Непосредственно на рассматриваемой территории образования герцинского структурного этажа, принадлежавшие Тыльской и Тугурской подзонам Удско-Шантарской СФЗ, обнажены на островах Шантарского архипелага. Местами они выходят на поверхность морского дна в прилегающей к островам области мелководья.

*Тыльская СФП.* В основании разреза этой подзоны принято выделять фрагментарно обнаженный за пределами рассматриваемой территории в северной части о. Бол. Шантар, в бассейне р. Тыль и в Тыль-Тайканском междуречье вулканогенно-кремнисто-карбонатный формационный комплекс, представленный отложениями кембрия, принадлежащими, как считают некоторые исследователи [АКП], самостоятельному структурному ярусу. На территории листа N-54 Тыльской СФП соответствует область распространения пород мощного (около 9000 м) вулканогенно-кремнисто-терригенного формационного комплекса вышележащего структурного яруса, закартированного в восточной части о. Бол. Шантар и на прилегающих к ней мелководных участках акватории. Низы разреза этого комплекса условно датируются нижним силуром [Забродин и др., 2007], тылякачанская толща которого – сланцы глинистые и углисто-глинистые, кремнистые и кремнисто-глинистые породы, базальты, их туфы, песчаники, алевролиты, брекчии и известняки, по представлениям В. Ю. Забродина [2007], обнажаются на поверхности дна Охотского моря в 35-50 км к северо-востоку от мыса Северного о. Бол. Шантар. Стратиграфически выше, с



различной степенью достоверности, выделяются отложения всех трех отделов девонской системы. В материковой части суши (бассейн р. Тыль и верховья р. Галам) разрез формационного комплекса венчают отложения нижнего карбона [Брах, 2006; Роганов, 1986].

Преобладающие в составе комплекса терригенные породы представлены сероцветными песчаниками, алевролитами, дресвяниками, гравелитами, седиментационными брекчиями и конгломератами. По химическому составу песчаники близки к кислым магматическим породам. Согласно классификации Ю. К. Советова, преобладают кварц-полевошпатовые разновидности, реже отмечаются кварц-полевошпат-миктитовые, миктитовые полевошпат-литокластит-миктитовые и полевошпатовые [Роганов Г. В., 1986]. Среди грубообломочных пород различаются полилитокластические (с обломками яшм, алевролитов, известняков, вулканитов основного состава, гранитоидов, диоритов и т.д.) и кремнекластические разновидности. Большая мощность и особенности состава терригенных пород формационного комплекса Тыльской СФП могут свидетельствовать о его формировании в условиях устойчивого некомпенсированного погружения области осадконакопления и преобладающей роли в ее питании обломочным материалом пород континентального обрамления.

В различных частях разреза комплекса дискретно распространены “хаотические” брекчии (олистостромы), указывающие на высокую подвижность и расчлененность рельефа дна седиментационного бассейна.

Кремнистые породы являются второстепенными членами формационного комплекса, неравномерно распределенными по его разрезу. Наиболее широкое их распространение отмечено в свите мыса Горбатого (средний девон, возможно эйфель), где они ассоциируются с вулканитами основного состава и известняками. Вулканогенные породы представлены базальтами, их спилитизированными разновидностями, туфами, вариолитами, тахилитами и гиалокластитами. По петрохимическому составу среди базальтов различаются щелочные оливиновые и толеитовые разновидности.

В региональном плане геологическая структура Тыльской СФП определяется как синклиорий [Роганов, 1976; Забродин, 2007], протягивающийся от островов Шантарского архипелага далеко на юго-запад в верховья р. Джялак (правобережье Уды) и бассейн р. Токи (правый приток Селиткана). Северо-Западное крыло синклинория имеет сложное чешуйчато-надвиговое строение, к северо-западу от ограничивающих его разломов среди девонских образований соседней Галамской СФП Удско-Шантарской зоны получили распространение тектонические отторженцы пород нижнего (кембрийского) структурного яруса герцинид. Центральная часть синклинория перекрыта мезозойскими образованиями Торомского прогиба и Селитканской вулканической зоны, юго-восточное его крыло об-

нажено на о. Бол. Шантар. В задокументированных В. Б. Карауловым [1969] геологических разрезах северо-западного берега этого острова на участке от мыса Радужного до мыса Северо-Западного отложения, принадлежащие выделенной нами Тыльской СФП, имеют выдержанное падение на северо-запад под углами от 30° до 80°, местами осложненное складками различных порядков и разрывными нарушениями. В 6-8 км южнее мыса Северо-Западного описано [Роганов Г. В., 1986] тектоническое налегание на них фосфоритоносной вулканогенно-кремнисто-карбонатной толщи, отвечающей по составу джаводинской толще среднего-верхнего кембрия правобережья р. Уды.

*Тугурская СФП.* В пределах рассматриваемой территории вулканогенно-кремнисто-терригенному структурно-вещественному комплексу этой подзоны принадлежат среднепалеозойские отложения юго-восточной части о. Бол. Шантар и прилегающей к нему мелководной области Охотоморского шельфа. В. Ю. Забродин [2007] к основанию разреза этого комплекса отнес мощную (около 3400 м) толщу песчаников и алевролитов, иногда ритмично переслаивающихся, сопоставляющуюся по составу со свитой о. Беличьего [Караулов, 1969] предположительно среднедевонского возраста. Стратиграфически выше, с тектоническим перерывом в разрезе, фиксирующимся по выпадению из него распространенных на смежной с запада территории свиты мыса Внутреннего (эйфель-живет) и линдгольмской свиты (средний-верхний девон), выделяются верхнедевонская корельская свита, сложенная преимущественно алевролитами и песчаниками с редкими пластовыми телами вулканитов основного состава и кремнистых пород, и нижнекаменноугольная ламская свита, в составе которой, наоборот, преобладают вулканогенные и кремнистые породы. Полная мощность вулканогенно-кремнисто-терригенного формационного комплекса Тугурской СФП оценивается в 14 000-15 000 м. По особенностям петрохимического и минерального состава главных типов пород и строению разреза Тугурский формационный комплекс сходен с Тыльским.

Региональной структурой Тугурской СФП является одноименный синклиний, протягивающийся из Пришантарья сначала в юго-западном, а затем субширотном направлениях более чем на 370 км в бассейны рр. Конин и Селиткан. С северо-запада он ограничен Южно-Шантарским, с юго-востока – Тугурским разломами. Внутреннее строение синклинория сложное, в восточной его части в береговых обрывах о. Бол. Шантар задокументирована [Караулов, 1969] серия синклинальных и антиклинальных складок северо-восточного простирания, крылья которых наклонены под углом от 40° до 70°. Наиболее крупной складкой является Большеанаурская антиклиналь, в ядре которой, по нашим представлениям, вскрывается корельская свита, на крыльях - ламская. Ширина складки составляет около 15 км. И терригенные, и вулканогенные породы, образующие ее, нередко расслан-

цованы; в кремнистых породах, особенно в марганцовистых их разновидностях, проявлены вторичное окварцевание и брекчирование.

### **Киммерийский структурный этаж**

Этому этажу принадлежат структурно-вещественные комплексы Ульбанской (Амуро-Охотская складчатая система), Баджало-Горинской и Западно - Сихотэалинской (Сихотэ-Алинская складчатая система), Шмидтовской (Хоккайдо-Сахалинская складчатая система) структурно-формационных зон.

**Ульбанская СФЗ**, расположенная юго-восточнее Тугурской подзоны Удско-Шантарской СФЗ и отделенная от нее Тугурским разломом, в палеотектоническом плане отвечает крупному прогибу, известному в литературе под названием Тугуро-Нимеленского или Ульбанского. Для отдельных фрагментов прогиба, выделенных в качестве подзон, в разные годы и разными исполнителями были разработаны свои стратиграфические схемы, которые из-за отсутствия маркирующих горизонтов, фациальной изменчивости и слабой палеонтологической охарактеризованности отложений плохо увязываются друг с другом.

Мощный (не менее 16 000 м) кремнисто-терригенный формационный комплекс Ульбанской СФЗ включает в себя однообразные по составу отложения верхнего триаса и всех трех отделов юры. Превалирующими породами являются песчаники и алевролиты, иногда образующие пачки тонкого ритмичного переслаивания. Изредка отмечаются прослои глинистых сланцев, гравелитов и конгломератов, линзы кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев и базальтоидов. На геологических картах соотношения мезозойских отложений Ульбанской зоны с распространенными к северу от него палеозойскими обычно показываются как тектонические. Однако различия в стилях проявленных в них складчатых деформаций и данные о несогласном налегании верхнего триаса на палеозойские соседней Селемджино-Кербинской зоны [Шевкаленко, 1999] могут свидетельствовать о том, что формационный комплекс Ульбанского прогиба наложен на палеозойское складчатое основание и слагает самостоятельный структурный этаж.

В пределах рассматриваемой территории Ульбанская СФЗ представлена Нимеленской и Мевачанской подзонами.

*Нимеленская СФП* обнажена в западной части территории листа в междуречье Амгунь-Усалгин, на юго-восточных побережьях Ульбанского залива и залива Академии, а также на подводных поднятиях шельфа, разделяющих залив Академии и залив Александры. При всей пестроте состава и фациальной невыдержанности распространенных здесь отложений нижней и средней юры в их строении улавливается некоторая упорядоченность, ха-

рактерная для разрезов регрессивного типа: в нижней и средней частях осадочной колонки наряду с псаммитовыми и алевритовыми породами присутствуют кремнистые и кремнисто-глинистые, иногда отмечаются седиментационные брекчии; в верхней части (гротовская свита и амгунская толща) распространены только терригенные породы, в том числе конгломераты и гравелиты с хорошо окатанными обломками подстилающих образований. Суммарная мощность отложений составляет около 7800 м. Мезозойские толщи смяты в линейные и коробчатые складки северо-восточного простирания, осложненные соскладчатými и постскладчатými разрывными нарушениями и образующие, по [Забродин, 2007], совокупность антиклинальных и синклиналиных зон. Основная синклиналиная зона с образованиями среднеюрской тохареуской свиты в ядре прослеживается с соседней на западе территории листа N-53 в бассейн р. Усалгин, где осевая часть ее перекрыта кайнозойской континентальной молассой Усалгинской впадины. Углы падения слоев на крыльях складок синклиналиной зоны варьируют от 40° до 80°.

*Мевачанская СФП* представлена отложениями всех трех отделов юры, распространенными в одноименном хребте. В плане она имеет форму гигантской линзы, ограниченной с запада Лимурчанским и Ульбанским разломами, а с юго-востока – Дигдиланским (Дукинским), которым принято разделять Амуро-Охотскую и Сихотэ-Алинскую складчатые системы. В составе кремнисто-терригенного формационного комплекса Мевачанской подзоны (около 5250 м) наряду с псаммитовыми и алевритовыми породами достаточно широко распространены грубообломочные, которые в низах стратиграфической колонки (ланданджинская толща) представлены преимущественно седиментационными брекчиями, а в средней ее части (иктингонская толща, мухтельская и дигдиланская свиты) – гравелитами и конгломератами. Кремнистые и кремнисто-глинистые породы эпизодически отмечаются в средней и верхней частях разреза. Наиболее характерны они для мевачанской свиты, где с ними иногда ассоциируются вулканиты основного состава, реже известняки.

Осадочные толщи Мевачанского хребта, смятые в разнопорядковые складки северо-восточного простирания, осложненные продольными разломами, вероятно, образуют в совокупности сложно построенную антиклинорную зону, осевая линия которой прослеживается из бассейна р. Лев. Киткан в окрестности зал. Рейнеке. Среди складок преобладают наклонные, вплоть до изоклинальных, иногда наблюдаются коробчатые, углы наклона слоев на их крыльях варьируют от 40° до 80°.

Складчатые формационные комплексы Нимеленской и Мевачанской подзон Ульбанской СФЗ прорваны поздне меловыми гранитоидными интрузиями (эвурский и ульбанский комплексы) и местами перекрыты с резким угловым несогласием покровами сеноман-

туронских вулканитов среднего и умеренно-кислого составов (саваякская и омельдинская толщи), что позволяет определить возраст складчатых деформаций этих подзон как допозднемеловой.

Складчатые образования **Баджало-Горинской СФЗ** Сихотэ-Алинской складчатой системы, прослежены полосой северо-восточного простирания в пределах материковой суши территории листа N-54 из бассейнов рр. Им (правый приток Амгуни) и Бичи до верховий р. Ул и берега Сахалинского залива. Внутри зоны обособляются две структурно-формационные подзоны – Бокторская и Горинская.

*Бокторская СФП*, обнаженная на юго-западном фланге зоны в бассейнах рр. Им и Бичи, представлена мощным (до 6400 м) кремнисто-терригенным формационным комплексом, включающим хурбинскую, ульбинскую, силинскую и падалинскую свиты средней и верхней юры. С севера по Дукинскому разлому она граничит с Нимеленской подзоной Ульбанской СФЗ Амура-Охотской складчатой системы, с востока по Лимурчанскому разлому – с Горинской подзоной.

В разрезе формационного комплекса Бокторской СФП резко преобладают песчаники и алевролиты, состав которых, согласно классификации В. Д. Шутова, соответствует полевошпатово-кварцевым грауваккам и собственно грауваккам [Кайдалов, 2007]. В хурбинской, силинской и падалинской свитах достаточно широко распространены грубообломочные породы – конгломераты валунные и крупногалечные, гравелиты и седиментационные брекчии, сложенные окатанными либо угловатыми обломками разнообразных, преимущественно осадочных пород, вулканитов основного и среднего состава и метасоматических образований. Пласты и линзы кремнистых и кремнисто-глинистых пород спорадически отмечаются во всех свитах, за исключением силинской. На государственных геологических картах масштаба 1:200 000 второго издания сопредельных с юга и юго-запада территорий листов М-53 и М-54 в стратиграфическом разрезе подзоны после работ, проведенных Е. М. Заблоцким [1989] в бассейне р. Боктор, из состава среднеюрской ульбинской свиты выделена вулканогенно-кремнистая бокторская толща (350-400 м) с конодонтовой и радиоляриевой фауной, характеризующей возрастной диапазон от среднего триаса до средней юры. По В. А. Кайдалову [2007], эта толща подстилает ульбинскую свиту, имея с ней согласный стратиграфический контакт, что дает основание усомниться в правомерности выделения в Бокторской СФП под ульбинской свитой среднеюрской существенно терригенной хурбинской свиты. В. Ю. Забродин [2002] и В. А. Дымович [2013] тела вулканогенно-кремнистых пород бокторской толщи, возраст которой они ограничивают средним-поздним триасом, выделили как олистоплаки. В верховьях р. Пильда и на правобережье р. Бичи откартированные тела кремнистых пород и ассоцииру-

ющихся с ними спилитизированных базальтов достигают протяженности 30 и более километров при ширине выходов 0,2-1,4 км. В базальтоидах, мощность потоков которых достигает 50-110 м при протяженности до 5-6 км, описаны включения крупных глыб силицитов и кремнисто-глинистых пород. Вулканиды основного состава зарегистрированы также в падалинской свите. По петрохимическим особенностям они отвечают нормальным базальтам с относительно высокими содержаниями титана ( $\text{TiO}_2$  до 2,54%) и магния ( $\text{MgO}$  до 7,13%) и низкими содержаниями калия ( $\text{K}_2\text{O}$  в слабо измененных породах 0,31-0,53%). На дискриминационных диаграммах  $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  и  $\text{TiO}_2\text{-FeO/MgO}$  фигуративные точки составов пород тяготеют к базальтам океанических островов и срединно-океанических хребтов [Кайдалов, 2002].

Внутренняя структура Бокторской подзоны определяется разнопорядковыми пликативными и разрывными дислокациями северо-восточного простирания, формирующими сложно построенный ансамбль складок и их фрагментов с субгоризонтальным зеркалом складчатости. Преобладающие углы падения слоев на крыльях складок  $60^\circ\text{-}70^\circ$ . По структурному рисунку наиболее детально откартированные участки подзоны напоминают Самаркинскую подзону Центрально-Сихотэалинской СФЗ, сложенную юрскими турбидитами и “запечатанными” в них олистостромами и пластинами разновозрастных силицитов, базальтов и других пород, образующими в совокупности аккреционную призму. По [Забродин, 2001], в Мяо-Чанской вулканотектонической структуре Баджальской вулканоплутонической зоны юрские отложения Бокторской подзоны перекрыты с резким угловым несогласием вулканогенно-осадочными образованиями верхнего альба-сеномана (холдаминская свита), а в Льянчлинской и Датунинской структурах - предположительно апта (урмийская толща) и апта-сеномана (лакская толща), что может свидетельствовать о доаптском возрасте присущих ей складчатых деформаций.

*Горинская СФП.* Полоса распространения складчатых образований этой подзоны, шириной от 35 до 60 км, протягивающаяся из бассейна среднего течения р. Бичи до берега Сахалинского залива, в региональном плане представляет собой фрагмент крупной маркирующей структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы протяженностью более 500 км, прослеженной из окрестностей г. Комсомольск-на-Амуре до Охотского моря.

На всем протяжении подзоны нижнюю и среднюю части ее разреза составляет мощный (около 6000 м) кремнисто-терригенный формационный комплекс, представленный следующей последовательностью формаций, сформировавшейся в интервале времени от средней юры по валанжина: вулканогенно-кремнисто-алевролитовая (лимурчанская толща) – алевролитопесчаниковая флишоидная (горинская, пионерская и пиванская свиты). В верхах разреза подзоны обособляется терригенная морская моласса (херпучинская толща,

1500-1700 м), возраст которой, определяемый по находке иноцерамид, вероятно, не древнее позднего готерива – начала баррема.

Силициты, характерные для Бокторской подзоны Баджало-Горинской СФЗ, в Горинской подзоне распространения не получили. Их место в низах стратиграфической колонки горинского кремнисто-терригенного комплекса занимают бурые и темно-серые, с синеватым оттенком, кремнисто-глинистые породы, содержащие, иногда в большом количестве, остатки радиолярий. Вулканогенные породы, ассоциирующиеся с кремнисто-глинистыми, представлены спилитизированными базальтами, редко вариолитами.

Характерной особенностью строения разреза Горинской подзоны является разнопорядковая ритмичность, особенно широко проявленная в пачках переслаивания псаммитовых и алевропелитовых пород. В. А. Кайдаловым [2007] в разрезе пионерской свиты, отмечено чередование 4-5 мощных (150-200 м) ритмов, в основании которых залегают песчаники, сменяющиеся по вертикали пачками переслаивания песчаников и алевролитов, а еще выше – массивными или слоистыми алевролитами. Для пачек тонкого переслаивания терригенных пород характерны двух- и трехкомпонентные циклиты, образованные последовательностью алевролит крупноалевритовый - аргиллит или песчаник- алевролит аргиллит.

Псефитовый материал пластов грубообломочных пород, наиболее широко распространенных в херпучинской морской молассе, обычно представлен местными породами - песчаниками, алевролитами, реже силицитами и другими.

Однообразие состава, слабая палеонтологическая охарактеризованность и плохая обнаженность отложений, слагающих Горинскую зону, затрудняют изучение и картирование ее складчатой структуры. По наблюдениям в естественных и искусственных обнажениях реставрируются разнопорядковые прямые и наклонные складки, с углами падения крыльев от 30 до 70°, осложненные продольными, поперечными и диагональными разломами. Среди них важную роль могут играть надвиги, пока установленные в единичных случаях. Одной из наиболее протяженных (около 120 км) складок, выделенной по выходам пород херпучинской морской молассы, является синклиналь, прослеженная из верховий р. Джук в бассейны рр. Ул и Бекчи. Ряд антиклинальных складок откартирован по выходам в их ядре лимурчанской и горинской свит. В плане складчатое сооружение Горинской подзоны, простираясь в северо-восточном направлении, в приустьевой части бассейна р. Амгунь образует S-образный изгиб, обращенный выпуклостью на северо-запад и как бы огибающий предполагаемое некоторыми исследователями нескрытое на поверхности жесткое ядро в складчатом фундаменте вулканических покровов Нижнеамурского мезозойско-кайнозойского магматического ареала – гипотетический Тахтинский массив.

Юрские и меловые образования Горинской СФП вмещают дискордантные по отношению к их складчатой структуре массивы интрузивных пород позднемеловых эвурского и нижнеамурского комплексов, что свидетельствует о допозднемеловом возрасте дислокаций, сформировавших ее структуру.

**Западно-Сихотэалинская СФЗ** Сихотэ-Алинской складчатой системы в пределах рассматриваемой территории эта зона представлена северо-восточным флангом Приамурской (по В. А. Кайдалову – Чаятынской) подзоны, юрско-меловые осадочные и вулканогенные образования которой прослеживаются по левобережью р. Амур полосой субмеридионального простирания из окрестностей оз. Удыль в окрестности озер Чля и Орель и далее до берега Сахалинского залива. Видимое основание стратиграфического разреза подзоны, вскрытое за пределами территории листа N-54 в получившем широкую известность Киселевском разрезе, сложено пелагической юрской вулканогенно-кремнистой формацией (киселевская свита), яшмы и кремнисто-глинистые породы которой содержат разновозрастные (от геттанга-плинсбаха до келловея-оксфорда) комплексы тетических радиолярий [Кайдалов, 2007]. Вулканогенные породы Киселевского разреза по составу отвечают толеитовым, либо щелочным внутриплитным океаническим базальтам, сформировавшимся из плюмовых источников на подводных гайотах и островах [Войнова, 2013]. Гемипелагические вулканогенно-кремнисто-алевролитовые отложения, наращающие существенно кремнистую часть киселевского разреза, В. А. Кайдаловым [2007] выделены из состава киселевской свиты и сопоставлены с адаминской свитой, обнаженной на южном берегу оз. Удыль (мыс Адами), в бассейне р. Вьюн и в целом ряде других мест, где она выделялась ранее как амысканская толща. По радиоляриям в кремнистых и кремнисто-глинистых породах возраст этого формационного комплекса определяется как оксфорд – нижний (или начало среднего) альб. Наряду с кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, которые определяются как гемипелагические планктоногенные отложения тепловодного открыто-океанического бассейна [Маркевич, 2002]; в составе адаминского вулканогенно-кремнисто-алевролитового формационного комплекса, особенно в его верхнеюрской части, широко распространены базальты и их туфы, близкие по своим петрохимическим характеристикам внутриплитным океаническим базальтоидам киселевской свиты [Маркевич и др., 1997; 2000].

Субвулканическими аналогами адаминских вулканитов считаются [Кайдалов, 2002] габбро-долериты, образующие редкие субсогласные маломощные пластовые тела и дайки среди пород адаминской свиты. Возможно, с верхнеюрскими адаминскими вулканитами следует коррелировать также тевервейские перидотиты, установленные в тектоническом блоке среди гранитоидов Бекчиулского интрузивного массива вблизи северо-западной



границы Приамурской СФП. Не исключено, что вулканогенно-кремнистые образования адаминской свиты, субвулканические габбро-долериты и тевервейские перидотиты являются членами одной офиолитовой ассоциации, маркирующей положение океанического палеорифта. Суммарная мощность юрско-меловых океанических образований Приамурской подзоны оценивается в 1350-1500 м.

На океанических отложениях адаминской свиты согласно или с признаками размыва залегает альб-сеноманский терригенный турбидитовый комплекс. По В. А. Кайдалову [2002], в основании его разреза (жорминская свита) распространены преимущественно полевошпатовые граувакки, включающие прослой алевролитов, туфоалевролитов и пачки ритмично чередующихся пелитов и алевролитов. Базальные слои (до 50-100 м) нередко представлены конгломератами и седиментационными брекчиями, содержащими угловатые и окатанные гальки, валуны и глыбы песчаников, алевролитов, силицитов, кремнисто-глинистых пород, вулканитов основного состава, редко гранитоидов. Пласты грубообломочных пород иногда отмечаются среди песчаников и на значительном удалении от подошвы комплекса. Верхи разреза (силасинская свита) сложены преимущественно алевролитами, им подчинены аргиллиты, песчаники, мелкообломочные седиментационные брекчии, туфы и пластовые тела вулканитов основного и кислого состава. Суммарная мощность турбидитовых отложений около 2 300 м. Вещественный состав комплекса отвечает обстановкам активных континентальных окраин – окраинному морю или задуговому бассейну. Присутствие в нем вулканитов известково-щелочной серии подтверждает обоснованность представлений о синхронности альб-сеноманского седиментогенеза функционированию островной дуги.

Разрез Приамурской подзоны венчает сеноман-раннетуронская (?) морская моласса (утицкая свита), залегающая на турбидитовом формационном комплексе без видимого углового несогласия. В ее составе объединяются покровные фации магматитов базальт-андезитового состава и сопутствующие им вулканогенно-осадочные и осадочные образования прибрежно-морского происхождения – песчаники массивные и косослоистые, нередко с растительным детритом, туфопесчаники, туфоалевролиты, алевролиты, а также конгломераты, в составе галек которых наряду с породами вышеописанного турбидитового комплекса распознаются риолиты и крупновкрапленниковые андезиты. Пластовые тела вулканогенных пород, близких по петрохимическим особенностям к островодужным [Кайдалов, 2002], нередко рассредоточены по всему разрезу молассы. На отдельных участках откартированы субвулканические штоки и дайки, фиксирующие палеоцентры извержений. Мощность молассы достигает 1 420 м.

Слои пород разных стратиграфических уровней Приамурской СФП подвержены близким по морфологическому типу плекативным деформациям. Судя по наблюдениям в искусственных и редких естественных обнажениях, преобладают крупные простые цилиндрические (?) складки, простирание которых меняется от северо-восточного (окрестности оз. Удыль) до субмеридионального (восточное побережье оз. Орель). Размах крыльев складок составляет 500-700 м, углы их падения меняются от 50-60° до 70-80°. Одна из таких антиклинальных складок, откартированная в окрестностях оз. Чля по выходам в ее ядре пород адаминской свиты, прослежена [Кайдалов, 2002] в меридиональном направлении от прот. Пальвинская, соединяющей оз. Орель с р. Амур, в верховьях р. Тяпка. Среди синклинальных структур наиболее отчетливо выражены Утицкая и продолжающая ее Богородская, первая из которых прослеживается по северному побережью оз. Удыль из верховьев р. Черная Речка к устью протоки Ухта, вторая - далее в северо-восточном направлении в бассейн верхнего течения р. Тыми. Общая их протяженность составляет около 100 км. В осевой части складок обнажена утицкая моласса, на крыльях – породы турбидитового комплекса.

Изредка в обнажениях отмечаются более мелкие, сжатые складки с размахом крыльев в десятки метров.

Результаты геологического картирования однозначно свидетельствуют, что покровные фации магматитов Нижнеамурского ареала Сихотэ-Алинской вулcano-плутонической зоны перекрывают складчатые отложения. Приамурской СФП с резким угловым несогласием. Исходя из заключений о возрасте органических остатков, собранных в верхних горизонтах разреза Приамурской подзоны (утицкая свита) и нижних – Нижнеамурского ареала (больбинская свита), можно сделать заключение, что складчатая структура Приамурской СФП сформировалась в раннем туроне.

**Шмидтовская СФЗ** Хоккайдо-Сахалинская складчатая система. Основные области распространения структурно-вещественных комплексов Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы находятся за пределами территории листа N-54 в центральных и южных районах о. Сахалин, где в ее составе принято выделять Западную и Восточную структурно-формационные зоны, В. М. Гранником [2008] эти зоны описаны как самостоятельные тектонические единицы – Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, а также на о. Хоккайдо. На рассматриваемой территории сложно дислоцированные комплексы пород этой складчатой системы объединяются в Шмидтовскую СФЗ, представленную несколькими разновеликими фрагментами. Наиболее крупный из последних хорошо обнажен на восточном побережье п-ва Шмидта, где распространены тектонизированные, возможно, скученные в условиях предполагаемого некоторыми исследователями

глубоководного палеожелоба, разновозрастные и разноформационные геологические комплексы, образующие следующую геохронологическую последовательность (от ранних к поздним):

1. Офиолитовый формационный комплекс в составе предположительно триасовой гарцбургит-плерцолитовой (левенштерновский интрузивный комплекс), триасово-раннеюрской (?) метагаббродолеритовой (томинский комплекс) и раннеюрской плагиогранитовой (шмидтовский комплекс) формаций. По геофизическим данным, породы гарцбургит-лерцолитовой формации образуют пластинообразное тело (или совокупность кулисообразно расположенных тел) в складчатом фундаменте Охотоморского неоплатформенного чехла, прослеживающееся от мыса Елизаветы на юго-восток параллельно восточному берегу Северного Сахалина на расстояние 145-160 км, вероятно, фиксируя собой положение субдукционной сутуры. Выходы ультрабазитов сопровождаются зонами рассланцевания и тектонического меланжа, представленного глыбами и линзами пород офиолитового комплекса, метабазальтов и серпентинтовым матриксом.

2. Терригенно-кремнисто-вулканогенный формационный комплекс мощностью около 5 500 м в составе нижнемеловых кремнисто-вулканогенной (орлинская свита), существенно вулканогенной (марийская толща) и ниже-верхнемеловой терригенной (тойская и томинская свиты) формаций. Преобладающие в нижней части разреза комплекса вулканогенные породы представлены метаморфизованными (зеленосланцевая фация) базальтами, андезибазальтами, их субвулканическими разновидностями, гиалокластитами и лавобрекчиями. Петрохимический состав изверженных пород может свидетельствовать об их формировании в спрединговой зоне окраинноморского бассейна [Гранник, 2013].

3. Позднемеловая (коньяк-кампанская?) терригенная угленосная моласса (славянская толща, 1 500 м) окраинноморского бассейна.

4. Позднемеловая трахиандезибазальтовая островодужная формация гипабиссальных малых интрузий (трехбратский комплекс).

Перечисленные выше формационные комплексы и формации Шмидтовской СФЗ Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы обнажаются в тектонических пластинах и ядрах антиклинальных складок среди несогласно залегающих на них кайнозойских отложений Охотоморской плиты. Преобладающее падение тектонической расслоенности в пластинах пород офиолитового комплекса северо-восточное под углами 50-70°. Шарниры складок, откартированных в отложениях терригенно-кремнисто-вулканогенного формационного комплекса и молассы, имеют отчетливо выраженное северо-западное простирание, углы падения крыльев варьируют от 30 до 80°, в редких случаях вблизи надвигов, они опрокинуты на юго-запад.

Исходя из данных о возрасте слоев, залегающих в подошве плитного комплекса, можно заключить, что основной этап формирования складчато-надвиговой структуры Шмидтовской СФЗ Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы соответствует рубежу раннего и среднего эоцена.

За пределами п-ва Шмидта, где Хоккайдо-Сахалинская складчатая система перекрыта отложениями неоплатформенного плитного комплекса, некоторые предположения об особенностях ее строения могут быть сделаны по геофизическим данным (карта аномального магнитного поля; схема гравитационных аномалий).

На схеме тектонического районирования поверхности надрегионального предсреднеэоценового-олигоценного несогласия, отделяющего образования Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы от перекрывающей их Охотоморской плиты, выделены следующие элементы складчатой системы, проявленные в структуре ее магнитного и гравитационного полей:

– Западная окраинная зона, трассирующаяся полосой положительных гравитационных аномалий интенсивностью от 32 до 56 мГал и цепочкой локальных магнитных аномалий интенсивностью 30-50 x 10 нТл вдоль Амурского лимана, западных берегов Сахалинского залива и о. Сахалин. Вероятно, эта структурная единица соответствует одноименной структурно-формационной зоне, выделенной на ее продолжении в центральных и южных районах острова, где она представлена вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями (апт-маастрихт) глубоководного желоба, преддугового прогиба и окраинного моря [по Гранник, 2008].

– Срединно-Сахалинская зона, выраженная на картах магнитного и гравитационного полей полосой пониженных значений их интенсивности, прослеживающейся из бассейна р. Даги и прилегающей к нему морской акватории в северо-восточном направлении в окрестности зал. Байкал и далее на протяжении 430 км. По своему географическому положению в срединной части острова она может соответствовать Набильско-Пиленгской подзоне Восточной СФЗ, выделяемой в верховьях р. Тымь и в бассейне р. Поронай, где, согласно [Гранник, 2008], в ее строении участвуют кремнистый (юра-нижний мел), кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенный (верхняя юра-сеноман), кремнисто-вулканогенно-терригенный (альб-палеоген), терригенный и метатерригенный сланцевый с линзами и глыбами известняков и вулканогенных пород (верхний мел-палеоген) комплексы, сформировавшиеся в океанской и окраинно-морской обстановках.

– Шмидтовская зона (описана выше по наблюдениям в береговых разрезах п-ва Шмидта), прослеживающаяся в геофизических полях полосой контрастных линейных гравитационных (интенсивность от 52 до 100 мГал) и магнитных (до 100 x 10 нТл) аномалий

на 450 м через всю территорию листа от юго-восточного угла до северной границы. В. М. Гранник [2008] считает ее одним из звеньев Охотоморской субдукционной сутуры, протягивающейся вдоль восточной кромки о. Сахалин на расстояние свыше 1 200 км. Близкие представления о природе этой структуры высказаны многими другими исследователями. Согласно [2008], на восточном побережье Центрального Сахалина фрагменты субдукционной сутуры опознаются в Набильско-Пиленгской (Северо-Набильской террейи) и Рымникской (Рымникской террейи) подзонах Восточно-Сахалинской СФЗ.

– Восточная окраинная зона, выделяющаяся слабо повышенными значениями гравитационного (40-56 мГал) и низкими магнитного (-10 x 10 нТл – 30 x 10 нТл) полей в полосе территории шириной 15 -50 км. Данными о составе геологических образований этой зоны, мы не располагаем. Исходя из ее структурного положения между субдукционной сутурой и Дерюгинской рифтогенной системой с корой переходного типа (субокеанической в Центральной котловине Дерюгинской впадины), можно предположить преимущественное распространение здесь мезозойских геологических формаций геминелагического типа.

Соотношения между реконструируемыми элементами Хоккайдо-Сахалинской складчатой системой между собой и с окружающими складчатыми структурами, скорее всего, тектонические. Западная граница ее большей частью перекрыта вулканогенными покровами Сихотэ-Алинской вулcano-плутонической зоны и платобазальтами. В северо-западной части Сахалинского залива она, по-видимому, срезает складчатые структуры Сихотэ-Алинской системы, причлняющиеся к ней под косым углом, что характерно для надвигов. С северо-запада Хоккайдо-Сахалинская складчатая система отграничена Ульбанским разломом от складчатых структур Ульбанской СФЗ Амуро-Охотской системы, с которыми имеет торцовое сочленение, с востока – Западно-Дерюгинским разломом от Дерюгинской рифтогенной системы.

### **Ларамийский структурный этаж**

Данный структурный этаж образуют контрастно-дифференцированные формационные комплексы покровных и субвулканических магматитов известково-щелочной и умеренно щелочной серий и коррелируемые с ними формации интрузивных пород Восточно-Буреинской и Сихотэ-Алинской окраинно-континентальных вулcano-плутонических зон.

*Восточно-Буреинская ВПЗ*, наложенная на восточную окраину Буреинского массива, Удско-Шантарскую и Ульбанскую структурно-формационные зоны Амуро-Охотской складчатой системы и Баджало-Горинскую зону Сихотэ-Алинской складчатой системы, в пределах территории листа N-54 представлена двумя позднемеловыми магматическими ареалами – Ульбанским и Эвурским. Первый из них размещается в пределах одноименной

структурно-формационной зоны, второй – в пределах Бокторской подзоны Баджало-Горинской зоны. Формационные комплексы покровных и субвулканических магматитов представлены: в Ульбанском ареале – савояжской андезитовой и маймагунской риолит-дацитовая формациями, в Эвурском ареале – омельдинской андезитовой формацией. Близкие по возрасту плутонические образования ареалов объединяются соответственно в ульбанскую габбро-диорит-гранитовую и эвурскую диорит-гранодиорит-лейкогранитовую формации. Покровы вулканогенных пород перекрывают сложнодислоцированные образования складчатых систем с резким угловым несогласием, залегая субгоризонтально либо образуя фрагменты крупных пологих складок с углами наклона крыльев 10-30°. Иногда вблизи разрывных нарушений наблюдаются более крутые наклоны покровов. В нижних горизонтах вулканогенных толщ залегание их согласуется с погребенным довулканогенным рельефом. Массивы интрузивных пород обычно дискордантны к структуре рамы. Судя по соотношениям границ массивов с рельефом, чаще всего это крутонаклонные, невыдержанные по толщине плитообразные, либо грибообразные тела, ориентированные параллельно разломам.

В. Г. Гоневчук, А. А. Сорокин, В. Г. Сахно и др. [Геодинамика..., 2006], обобщившие данные по геологии, петрохимии и геохимии магматических образований Восточно-Буреинской (Хингано-Охотской) вулcano-плутонической зоны в целом, считают, что она сформировалась в обстановке трансформной континентальной окраины, когда субдукционные процессы на границе палеоокеанического и палеоконтинентального блоков земной коры Восточно-Азиатского региона в позднем мелу сменились латеральным левосторонним скольжением плит, сформировавшим зубчатые очертания Буреинского (Ханкайско-Буреинского) массива.

Во многих опубликованных работах это структурное подразделение описывается под названием «Хингано-Охотский вулcano-плутонический пояс».

*Сихотэ-Алинская ВПЗ* – центральное звено крупнейшей позднемезозойской раннекайнозойской окраинно-континентальной мегаструктуры – Восточно-Азиатского вулcano-плутонического пояса наложена на одноименную складчатую систему. На территории листа N-54 принадлежащие ей геологические образования объединяются в Нижнеамурский магматический ареал, имеющий ярко выраженное зональное строение. Внутренняя, вулканическая, зона ареала, занимающая водораздельные пространства между р. Амур, Татарским проливом и Сахалинским заливом, сложена контрастно дифференцированным формационным комплексом, включающим следующий циклически построенный вертикальный ряд геологических формаций, сформировавшийся в интервале времени от позднего мела (турон) по ранний эоцен включительно: андезитовая (больбинский комплекс) –

дацит-риолитовая (татаркинский комплекс) – диорит – гранодиоритовая (нижнеамурский комплекс) – андезитовая (сусанинский комплекс) – дацит-риолитовая (маломихайловский комплекс) – диорит-гранитовая – (бекчиулский комплекс) – базальт-андезитовая (улский комплекс) – дацитовая (пихтачский комплекс) – монцонит-гранитовая (прибрежный комплекс). Вулканогенные покровы с угловым несогласием перекрывают образования складчатого структурно-вещественного комплекса. Суммарная мощность их достигает 3 700 м. В подошве вулканогенного комплекса нередко отмечаются коры выветривания, сформировавшиеся по породам складчатого основания. В целом вулканические покровы, потоки и разделяющие их слои вулканогенно-осадочных пород залегают полого, с углами наклона 10-15°. Более крутые углы их падения (до 30-35°) отражают неровности погребенного рельефа либо являются следствием тектонических деформаций, связанных с проседанием вулканических толщ над остывающими магматическими камерами и подвижками по разломам. В качестве региональной структуры Нижнеамурского магматического ареала принято выделять Устьамурский вулканический прогиб – меридионально вытянутую (от южной границы площади листа до м. Александра на побережье Сахалинского залива) корытообразную в поперечном разрезе зону опускания вулканогенного комплекса, около 50 % площади которой перекрыто трахидацит-трахиандезит-базальтовым комплексом наложенных вулканических плато. Структурами второго и третьего порядков являются вулканотектонические депрессии, описанные В. А. Кайдаловым [2002] и С. Н. Добкиным [2013] под названиями «Чаятынская», «Мы-Тыминская», «Хейсу-Тыминская», «Амурская», «Кади-Пошинская» и др., руины которых, сложенные породами жерловой, околожерловых и субвулканической фаций, реже плутоническими образованиями, широко распространены по правобережью р. Амур от устья р. Пото до устья р. Акча, на северных склонах Чаятынского хребта и в ряде других мест. Наиболее крупные постройки, ограниченные дугowymi и концентрическими разломами, закартированы в бассейнах рр. Мы и Халки, где их диаметры достигают 10-22 км.

Внешняя перивулканическая зона Сихотэ-Алинской ВПЗ окаймляет с запада внутреннюю. Она представлена достаточно однородными по составу, преимущественно гранитоидными интрузивами, размещающимися среди терригенных пород Горинской подзоны Баджало-Горинской СФЗ и Приамурской подзоны Западно-Сахалинской СФЗ, принадлежащими нижнеамурскому диорит-гранодиоритовому, бекчиулскому диорит-гранитовому и прибрежному монцонит-гранитовому комплексам. Наиболее широко интрузивные образования распространены в окрестностях озер Удыль, Джевдаха, Дальжа, на правобережье р. Амур в окрестностях поселков Тыр и Тахта и на побережье Сахалинского залива в верховьях р. Ул и окрестностях зал. Рейнеке, где они образуют различные по форме и разме-

рам тела – жилы, дайки, штоки, массивы площадью до 220-520 км<sup>2</sup>, нередко конкордатные складчатости вмещающих пород.

Позднемезозойско-кайнозойский этап магматизма, сформировавший Сихотэ-Алинскую ВПЗ, чаще всего описывается, как надсубдукционный [Геодинамика....., 2006]. В качестве подтверждения этой точки зрения приводятся данные о преобладании в составе слагающих ее магматических комплексов магматитов известково-щелочного ряда с преобладанием калия над натрием в кислых нормально - и низкощелочных вулканических породах. В средних породах (андезиты, андезидациты) отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O обычно превышает 1.0, что подчеркивает их сходство с островодужными (надсубдукционными) вулканитами. Интрузивный магматизм Сихотэ-Алинской ВПЗ также считается надсубдукционным [Геодинамика....., 2006]. Диориты и монцодиориты рассматриваются как нижнекоровые, а гранитоиды – как верхнекоровые производные расплавов I-типа. Вместе с тем, некоторые исследователи [Уткин, 1978; 1999; Сахно, 2001], основываясь на результатах структурно-тектонических и петрологических исследований, отрицают связь позднемезозойско-раннекайнозойского магматизма Сихотэ-Алиня с субдукцией, предполагая, что он рифтовый, вызванный формированием структур сдвига-раздвигового типа.

### **Альпийский структурный этаж**

Этот этаж образуют олигоцен-миоценовые, олигоцен-ранненеоплейстоценовые и плиоцен ранненеоплейстоценовые молассы рифтогенных континентальных впадин, миоценовые и эоцен-миоценовые трапповые формации фрагментов вулканических плато, терригенные и ограниченно распространенные умереннощелочные гипабиссальные магматические формации охотоморского шельфа, образующие в совокупности Охотоморскую неоплатформенную плиту.

*Континентальные впадины* Нижнего Приамурья – Усалгинская, Малахтинская, Вынгинская, Орельская, Усть-Кумлинская, Бичинская, Удыль-Кизинская вместе с другими подобными структурами Дальнего Востока образуют Амуро-Охотское звено Восточно-Азиатского грабенового (рифтогенного) пояса. Осадочное выполнение их изучено слабо, преимущественно с поверхности при геологосъемочных работах и на глубину геофизическими методами.

Основными структурными формами впадин на ранних этапах их эволюции (олигоцен-миоцен) являлись грабены и полуграбены (односторонние грабены), образованные разломами северо-восточного простирания, пространственно разобщенные либо сближенные друг с другом. Среди отложений грабеновых фаций диагностируются озерно-аллювиальные и озерно-болотные осадки – глины, пески, бурые угли, грубообломочные



образования конусов выноса и подножий склонов [Варнавский, 2005]. На следующем депрессионном этапе развития (плиоцен-ранний неоплейстоцен) после заполнения грабенов рыхлыми отложениями благодаря расширению площадей руслово-пойменной и озерно-болотной седиментации сформировался плитный комплекс, присутствующий в большинстве названных выше впадин. По [В. Е. Кузнецов, В. И. Уранов, 1997], наибольшие мощности осадочного чехла – свыше 1 000 м установлены в Усалгинской и Малахтинской впадинах, а также в Чляском грабене Орельской впадины. В Потинском грабене Удыль-Кизинской впадины, раскрывающемся на юг от устья р. Пото, на территории, сопредельной с площадью листа N-54, мощность осадочного выполнения достигает 1 500 м, тогда как в Удыльском грабене она не превышает 120 м.

В редких обнажениях цоколя террас, сформированных на субгоризонтально залегающих осадочных толщах чехлов кайнозойских континентальных впадин, признаков пликативных деформаций не установлено.

Небольшие по площади фрагменты *вулканических плато*, некогда занимавших, по видимому, обширные пространства в междуречье Амур-Амгунь, закартированы на правом берегу р. Им и верховьях р. Бичи. Они сложены породами миоценового аякитского базальтового комплекса, выделяемого в границах Эвурского магматического ареала. Гораздо более крупными являются нижеамурские и кизинские останцы Прибрежного вулканического плато, распространенные на водоразделах р. Амур, Сахалинского залива и Амурского лимана. Сводный разрез плато представлен следующей последовательностью формаций (снизу вверх): базальтовая (сизиманский вулканический комплекс) – трахириолит-трахидацитовая (колчанский комплекс) – базальтовая (кизинский комплекс). Суммарная мощность данного формационного ряда около 470 м. На подстилающих позднемиловых и палеоцен-эоценовых вулканитах образования вулканического плато залегают субгоризонтально или с обтеканием поднятий фундамента, стратиграфически несогласно, в подошве их описаны коры выветривания [Добкин, 2013].

Базальтоиды сизиманского и кизинского вулканических комплексов по петрохимическим характеристикам близки друг другу. По [Мартынов, 1999], среди них различаются нормальные и субщелочные разновидности, близкие высокоглиноземистым базальтоидам островных дуг. Вместе с тем, наметившаяся тенденция к уменьшению в базальтах отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по мере эволюционирования магматического очага позволяет связать их извержение с рифтогенезом, вызвавшим раскрытие Япономорской глубоководной котловины.

**Охотоморская неоплатформенная плита.** Позднекайнозойские отложения Охотоморского шельфа, слагающие плиту, залегают с резким структурным несогласием на сложно

дислоцированных образованиях описанных выше структурных элементов складчатых систем и формационном комплексе Сихотэ-Алинской вулканоплутонической зоны. В вертикальном разрезе отложений обособляются два терригенных формационных комплекса, характеризующих обстановку подвижного шельфа окраинного моря: нижний – эоцен-нижнеплиоценовый глинисто-песчаный, с опоками, диатомитами, грубообломочными породами и вулканитами среднего и кислого составов (в основании) и верхний – среднеплиоцен-эоплейстоценовый песчано-гравийно-галечный. Эти комплексы разделены поверхностью стратиграфического, местами структурного несогласия и могут выделяться как структурные ярусы альпийского этажа. Миоценовые отложения вмещают гипабиссальные тела щелочных и умереннощелочных основных пород ессекитовой формации, что свидетельствует о синхронности проявлений терригенной седиментации и рифтогенеза.

В качестве структур первого порядка Охотоморской плиты выделяются Охотско-Шантарский, Северо-Сахалинский и Дерюгинский осадочные бассейны – крупные стратифицированные геологические тела (геолинзы, по В. И. Драгунову, 1990), сформировавшиеся во впадинах земной коры на альпийском этапе ее развития. Латеральные границы бассейнов с различной степенью условности определяются по смене погруженных блоков осадочного чехла приподнятыми. На Тектонической схеме в подавляющем большинстве случаев они проведены по изогипсе подошвы чехла 1 км.

**Охотско-Шантарский осадочный бассейн** на территории листа N-54 представлен своим юго-западным флангом, наложенным на герцинские и киммерийские структуры Амуро-Охотской складчатой системы. Внутренняя структура бассейна наследует структурный план складчатого основания. В его пределах обособляется группа сближенных узколинейных прогибов (грабенов) северо-восточного простирания, разделенных сопряженными поднятиями. Наиболее крупные из них – Олений, Алдомский и др. имеют в плане клиновидную, раскрывающуюся в северо-восточном направлении форму с одновременным погружением фундамента. Подошва осадочного чехла в наиболее погруженных участках этих прогибов достигает глубины 2-3 км. В сводах поднятий фундамент залегает на глубине 0,5-1,5 км. С юго-востока Охотско-Шантарский бассейн отделен от Северо-Сахалинского бассейна Северо-Сахалинским поднятием, которое на востоке сочленяется по разлому с поднятием Святого Ионы. Оба поднятия имеют сложное блоковое строение, обусловленное нахождением их над шовной зоной, разделяющей разновозрастные складчатые системы фундамента.

**Северо-Сахалинский осадочный бассейн** – крупнейшая нефтегазоносная структура Охотоморского региона – наложен на Хоккайдо-Сахалинскую складчатую систему и

наследует структурный план последней. В качестве структурных элементов 1-го порядка в нем выделяются линейно-ориентированные в субмеридиональном – северо-восточном направлении Байкало-Чайвинский, Пильтон-Чайвинский, Восточно-Сахалинский мегапрогибы и Шмидтовское над шовное мегаподнятие.

*Байкало-Чайвинский мегапрогиб* прослеживается из центральных районов о. Сахалин (бассейн р. Тымь) в субмеридиональном - северо-западном направлениях до границы с Охотско-Шантарским осадочным бассейном на расстояние около 500 км при ширине до 80-100 км. Западная периферия его ограничена Александровским, Литкинским и Устьямурским поднятиями, восточная – Шмидтовским надшовным мегаподнятием (в северной части) и Хоккайдо-Сахалинским трансрегиональным разломом (на юге). Борты мегапрогиба ступенчатые, осложненные системами сбросов с амплитудой вертикального перемещения до 300-800 м., в осевой части обособляется ряд частных прогибов (Марийский – в северной части, Байкало-Помырский – в окрестностях зал. Байкал) и антиклинорных зон субмеридионального простирания (Лонгарийско-Энгизпальские, Охинско-Дагинская). Глубина залегания поверхности складчатого фундамента плиты в прогибах достигает 8 км, в сводовых частях антиклинорных структур составляет 4-5 км. Основные зоны нефтегазонакопления сахалинской островной суши приурочены к антиклинорным поднятиям Охотоморской плиты.

*Пильтун-Чайвинский мегапрогиб* размещается в юго-восточной части территории листа между Хоккайдо-Сахалинским разломом и Шмидтовским надшовным мегаподнятием в пределах восточного побережья и прибрежной морской зоны о. Сахалин. Он имеет в плане клинообразную форму и прослеживается на юг из окрестностей г. Оха на расстояние около 190 км в сторону сопредельной территории. Глубина залегания акустического фундамента осадочной толщи Охотоморской плиты здесь достигает 10 км.

*Шмидтовское надшовное мегаподнятие* – одна из наиболее примечательных структурных форм Охотоморской плиты – трассируется в пределах территории листа N-54 на северо-запад и юго-восток от полуострова Шмидта на расстояние около 370 км при ширине 25-60 км, маркируя собой положение субдукционной сутуры в складчатом фундаменте плиты. На профилях МОГТ [ ] и сейсмогеологическом разрезе 1-ОМ в сводовой части поднятия на всем его протяжении фиксируются разнопорядковые межразломные, приразломные и надразломные складки с углами падения крыльев от 30 до 65°. Наиболее интенсивная складчатость зафиксирована в нижних горизонтах осадочного чехла. В юго-восточном сегменте поднятия наиболее крупными складками являются Западно-Одоптинская и Восточно-Одоптинская антиклинали и сопряженная с ними синклиналь, протяженность каждой из которых превышает 100 км. В северо-восточном сегменте, где

вскрываются нижние горизонты чехла и периклинально погружающийся в северо-восточном направлении фундамент плиты, установлена система ветвящихся складок, сопровождающихся продольными или кососекущими разломами. Складками, получившими собственные наименования, являются антиклинали Экспенбергская, Таежная, Бакланьевская, Лопуховская и Трехбратская. Подошва осадочного чехла осевой части мегаподнятия, осложненная четко ограниченными субмеридионально ориентированными горстами и грабенами, погружается на север и юго-восток от п-ва Шмидта до глубины – 3-5 км.

*Восточно-Сахалинский мегапрогиб* с юго-запада ограничен Шмидтовским мегаподнятием, с северо-востока – поднятием Тихоновича, отделяющим его от Дерюгинского осадочного бассейна. Подошва осадочного чехла в пределах прогиба залегает на глубинах – 2-8 км, мощность его чехла достигает 4 750 м. Пликативные дислокации, хорошо читаемые на профилях МОГТ в нижних горизонтах чехла, связаны с разломами, уходящими своими корнями в складчатое основание прогиба. Слабо деформированные верхние горизонты часто обнаруживают пологое субмоноклинальное залегание с падением слоев в северо-восточном направлении под углами 3-5°. (Некоторые исследователи в пределах мегапрогиба выделяют ряд разнопорядковых локальных впадин. Наиболее крупная из них – Тыминская, площадью около 6 тыс. км<sup>2</sup>, с глубиной залегания фундамента 2-5 км, располагается в северной части мегапрогиба. Судя по профилю 1-ОМ, она ограничена системами листрических сбросов, сместители которых наклонены в сторону ее центра.

Пограничная зона Восточно-Сахалинского мегапрогиба и Дерюгинского осадочного бассейна на профиле 1-ОМ (интервал 450-505 м) и смежных сейсмических профилях выделяется как область сложной сейсмической записи (отсутствия корреляции), отождествляемая с зоной флюидомассопереноса. На ряде профилей МОГТ опознаются связанные с этой зоной газовые окна и придонные залежи газогидратов [Ломтев, Литвинова, 2011].

*Дерюгинский осадочный бассейн*, занимающий незначительную (около 3 000 км<sup>2</sup>) северо-восточную часть территории листа N-54, ограничен с запада Западно-Дерюгинским, а с востока (за пределами рассматриваемой территории) – Восточно-Дерюгинским разломами (шовными зонами), а севера – поднятием Св. Ионы. В рельефе дна Охотского моря ему соответствует одноименная глубоководная (до 1795 м) впадина. По [Астахов и др., 2008], в контуре изобаты 1 500 м она простирается с севера на юг на 130 км, с востока на запад – на 165 км. Согласно широко распространенным представлениям [Харахинов, 2002, 2010; Астахов и др., 2008], Дерюгинский бассейн сформировался на раздробленном позднемезозойском складчатом основании в зоне разупрочнения литосферы и рифтогенной деструкции земной коры. В рифтогенном прогибе, образовавшемся при листрическом раскалывании складчатого фундамента, предположительно сложенного океаническими

вулканогенно-кремнистыми и алевропелитовыми отложениями, в палеогене, неогене и квартере сформировался осадочный чехол, общая мощность которого в западной части прогиба, возможно, достигает 12-14 км (акустический фундамент здесь прослеживается неуверенно), в центральной котловине – 5 км [Журавлев, 1984]. Разрез чехла не изучен бурением. По данным сейсмической съемки [Литвинова, Рыбак-Франко, 2011], в нем обособляются четыре сейсмокомплекса, нижний из которых коррелируется с отложениями среднего олигоцена, а верхний – с отложениями верхнего плиоцена – квартера. Слоистая толща повсеместно смята в простые пологие складки, взаимосвязанные с выступами и просадками блоков фундамента. Интенсивность складчатости нарастает сверху вниз по разрезу. По [Журавлев, 1984], некоторые структуры напоминают диапиры. Для западного борта Дерюгинского бассейна характерны повышенные значения теплового потока (до 200 мВт/м) и проявления сейсмичности. В. В. Харахинов [1998] определяет Дерюгинскую впадину как «зону зияния» и повышенной флюидопроницаемости консолидированной коры. С активной современной флюидодинамикой впадины связывается образование баритовых построек «белых курильщиков», железомарганцевых корок на склонах подводных возвышенностей и дне впадины и марганцевых металлоносных осадков [Астахов и др., 2008].

### **Структуры западного обрамления осадочных бассейнов**

Основными структурными элементами западной краевой части Охотоморской неоплатформенной плиты, ограниченной береговой линией материковой суши и контурами Охотско-Шантарского и Северо-Сахалинского осадочных бассейнов, являются поднятия и прогибы (грабены), формирующие в ней участки клавишного блокового строения. На территории, прилегающей к островам Шантарского архипелага, обособляются разграниченные разломами *поднятия Шантарское и Кусова*, малоамплитудные выступы фундамента которых, сложенные палеозойскими образованиями, обнажены на островах и мелководных участках шельфа. Мощность плейстоцен-голоценовых отложений на участках, разделяющих выступы фундамента, не превышает 250 м. Строение поднятий ассиметричное, их северо-западные склоны более крутые, чем юго-восточные.

*Ульбанский прогиб* (грабен), ограниченный разломами северо-восточного простирания, является юго-западным продолжением Алдомского, выделяемого в Охотско-Шантарском осадочном бассейне. Протяженность прогиба с учетом его продолжения на соседней с запада территории составляет около 150 км при ширине до 50 км. Глубина залегания подошвы осадочной толщи в юго-западной части прогиба не превышает 0,5 км, в северо-восточной части – 1 км.

Юго-восточнее Ульбанского прогиба, продолжая в юго-западном направлении Северо-Сахалинское краевое поднятие Охотско-Шантарского осадочного бассейна, прослеживается *Меньшиковское поднятие* с крупными выступами фундамента, сложенными ниже – и среднеюрскими отложениями Нимеленской СФП Ульбанской структурно-формационной зоны Амура-Охотской складчатой системы. Глубина залегания поверхности фундамента осадочной толщи возрастает в северо-восточном направлении от 50-100 м до 1 км. Свод поднятия осложнен *грабеном Александры*.

Западная часть Северо-Сахалинского осадочного бассейна ограничена полосой поднятий, среди которых принято выделять *Александровское, Литке и Устьамурское*. Осадочную толщу чехла поднятий подстилают эоцен-плиоценовые покровы Нижнеамурского и Кизинского вулканических плато, поздне меловые-эоценовые покровные и интрузивные образования Сихотэ-Алинской вулcano-плутонической зоны и структурно-вещественные комплексы Хоккайдо-Сахалинской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, разграниченных погребенным тектоническим швом.

#### Дизъюнктивные дислокации

Разрывные нарушения являются важнейшими элементами геологической структуры региона, широко распространенными в геологических комплексах всех структурных этажей. На геологической карте и тектонической схеме территории листа N-54 показаны важнейшие из них, преимущественно граничные, разделяющие геологические тела различного иерархического уровня. По времени и условиям заложения, изначальному кинематическому типу и последующей палеогеодинамической эволюции можно наметить их группы, предположительно связанные со следующими процессами:

1 – с палеозойским и раннемезозойским межконтинентальным рафтингом в Монголо-Охотском поясе, разделявшем Сибирский и Китайский палеоконтиненты;

2 – с аккреционными процессами, протекавшими в юрское и меловое время на западной окраине Тихого океана;

3 – с субдукционными и трансформными процессами в поздне меловое-эоценовое время в зоне перехода палеоконтинент – океан;

4 – с трансформным скольжением блоков и рифтогенезом, в области эоцен-ранне неоплейстоценовой активной континентальной окраины.

К первой группе, вероятно, принадлежат Южно-Шантарский, Тугурский, Ульбанский и другие разломы Удско-Шантарской и Ульбанской зон Амура-Охотской складчатой системы, являвшиеся элементами межконтинентальной системы рифтовых трогов красно-морского типа [Роганов, 1986]. Вулканогенно-кремнистые толщи этих зон с пластовыми

телами толеитовых базальтов, щелочных оливиновых базальтов и трахибазальтов маркируют фазы растяжения (спрединга) земной коры, чередующиеся с ними терригенные, преимущественно песчаниковые толщи отвечают фазам ее сжатия. На последующих этапах развития названных выше зон часть разломов раздвиговых систем в условиях коллизии трансформировалась в подвиги с падением сместителей в северо-западном направлении.

Вторую группу разломов составляют Дигдиланский, Утанский и другие сопряженные с ними разрывы субмеридионального – северо-восточного простирания, оконтуривающие структурно-формационные подзоны Баджало-Горинской (Бокторская, Горинская) и Западно-Сихотэалинской (Приамурская) зон. Структурно-вещественные комплексы этих подзон образуют автономные аккреционные призмы, причлененные к окраине раннемезозойского континента в перечисленной выше последовательности. По своему морфологическому выражению разломы этой группы, вероятно, соответствуют крутым надвигам, падающим на северо-запад.

К третьей группе принадлежат мезозойские субдукционные сутуры и сопряженные с ними системы разломов. Одна из таких сутур – Западно-Сахалинская, предполагаемая на границе Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых систем, скрыта под чехлом кайнозойских отложений Амурского лимана и Сахалинского залива, другая, Охотоморская, по В. М. Граннику [2008], прослеживается внутри Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы через п-ов Шмидта вдоль восточной кромки о. Сахалин. Многие разломы этой группы (Западно-Байкальский, Западно-Сахалинский, Хоккайдо-Сахалинский, Восточно-Сахалинский и др.) долгоживущие. Заложившись на «океаническом» этапе формирования киммерийского структурного этажа, они предопределили структурный план альпийской неоплатформенной Охотоморской плиты и сохранили свою активность до настоящего времени. С субдукционными и протекавшими одновременно с ними трансформными процессами можно связывать растрескивание верхних горизонтов земной коры и формирование над Западно-Сахалинской зоной субдукции поздне меловой Восточно-Буреинской и поздне меловой – эоценовой Сихотэ-Алинской вулcano-плутонических зон, а также дуговых, кольцевых и субширотных линейных разломов, оконтуривающих вулcano-тектонические структуры.

Четвертую группу разломов образуют сдвиги и сдвиго-раздвиги кайнозойского Восточно-Азиатского рифтогенного пояса, предопределившие современный облик рельефа Нижнего Приамурья, заложение грабенов и впадин. Регионально проявлены, четко фиксируются на космических снимках Лимурчанский и Вьюнский сдвиго-раздвиги, прослеживающиеся в субмеридиональном направлении от Южной границы территории листа на 250 и 190 км соответственно. К первому из них приурочена Бичинская впадина, ко второ-

му – грабены и полуграбены (односторонние грабены) Орельской впадины. Для наиболее детально изученного Лимурчанского разлома по складкам волочения в милонитах установлена левосдвиговая и вертикальная компоненты смещения [Кайдалов, 2007]. Эти данные и географическое расположение разлома на продолжении Центрально-Сихотэалинского сдвига позволяют считать его одним из фрагментов последнего, смещенным относительно его основного звена на 10-15 км вдоль разлома, трассирующегося долиной р. Амур. Субширотно ориентированные раздвиги установлены в долине р. Амур на участке, расположенном к западу от г. Николаевск-на-Амуре. Глубина погружения поверхности фундамента образованного ими грабена достигает 0,4 км.

### **Глубинное строение**

Согласно результатам исследований глубинного строения земной коры Восточной Азии, осуществленных за два последних десятилетия [Парфенов и др., 2001; Тектоника, глуб. строение, 2005; Глубинное строение и металлогения..., 2010 и др.], рассматриваемая территория располагается в области взаимодействия Амурской и Охотской литосферных плит. Границы плит одни исследователи определяют по геологическим данным и сейсмичности, другие предлагают проводить по внешним кромкам поднятий кровли астеносферы, обрамляющих плиты, установленным геотермическими, геоэлектрическими и сейсмическими расчетами. В любом случае представления о пространственном положении границ плит чаще всего остаются предметом дискуссий. Если опираться только на геологические и сейсмологические данные, наиболее обоснованным будет выглядеть предложение о проведении границы между Охотской и Амурской литосферными плитами в пределах площади листа N-54 по описанной выше доэоценовой Охотоморской субдукционной сuture, которой в структуре перекрывающего ее кайнозойского осадочного чехла соответствует Шмидтовское мегаподнятия. На сопредельных к северу территориях листов O-54 и P-54 эта граница, сохраняя субмеридиональное простирание, несколько смещена к западу и на площади листа P-54 трассируется системой разломов, закартированных в интервале 141°00'-141°30' в. д. [Казакова и др., 2013]. В южном направлении она прослеживается вдоль кромки восточного побережья о. Сахалин от северной границы территории листа N-54 до сочленения с Курильским глубоководным желобом, сопровождаясь на всем протяжении сейсмически активной зоной с размещением очагов землетрясения в западном крыле субдукционной сuture практически от поверхности Земли до глубины 100 км. Согласно расчетам Б. Ф. Шевченко [Малышев и др., 2005], подошва литосферы в восточной краевой части Амурской литосферной плиты, примыкающей к субдукционной сuture, фиксируется на глубинах от 60 до 140 км, при этом наименьшие значения глубин (60-100



км) установлены под акваторией Охотского моря, наибольшие (140 км) – под геологическими структурами о. Сахалин и Северного Сихотэ-Алиня. В западной кромке Охотской литосферной плиты подошва литосферы определяется на глубинах 60-80, реже 100 км. Соответственно, астеносферный слой, хорошо просматривающийся на сейсмических разрезах юга Дальнего Востока в интервалах глубин от 60 до 240 км [Бормотов, 2006], наиболее приближен к поверхности земной коры под геологическими структурами дна Охотского моря.

Согласно Тектонической карте [2000], мощность земной коры восточной окраинной части Амурской литосферной плиты варьирует от 21 до 39 км, граничащей с ней Охотской плиты – от 18 до 23 км. Максимальные значения мощностей, характеризующие кору континентального типа, зарегистрированы в материковой части суши, минимальные (18-20 км), свойственные коре субокеанического типа, в котловине впадины Дерюгина. Отраженная на Схеме глубинного строения территории листа N-54 структура распределения мощностей земной коры в общих чертах наследует структурные планы верхнекоровых структурных этажей. На ней хорошо выделяются простирающиеся в субмеридиональном – северо-западном направлении линейные структуры Северо-Сахалинского осадочного бассейна Охотоморской неоплатформенной плиты. Выделенным здесь Байкало-Чайвинскому и Восточно-Сахалинскому мегапрогибам соответствуют зоны пониженных (до 21 км) значений мощности земной коры, Шмидтовскому мегаподнятию – повышенных (до 28 км). По северо-восточной ориентировке изопахит в первом приближении определяются границы Охотско-Шантарского осадочного бассейна и структур его западного обрамления. Наиболее высокие значения мощности земной коры – 30-35 км характеризуют область распространения мезозойско-кайнозойских вулканоплутонических зон и кайнозойских рифтогенных структур. В. Т. Володькова [2010], основываясь, главным образом, на результатах комплексной интерпретации материалов крупномасштабной аэромагнитометрии и аэрогаммаспектротометрии, в контурах изопахит 30 и 31 км предполагает существование неактивной «горячей точки» («пятна»), сыгравшей важную роль в формировании металлогенического облика этой территории. По ее мнению, Нижнеамурская неактивная горячая точка характеризуется повышенной мощностью мантийной части литосферы, в которой обособляется вертикальный столб вещества относительно пониженной плотности –  $(3,271-3,279) \cdot 10^{-3}$  кг/м<sup>3</sup> на фоне  $(3,286-3,297) \cdot 10^{-3}$  кг/м<sup>3</sup>, так называемый литосферный корень. Продолжение последнего в земной коре от ее основания до кровли представлено веществом повышенной плотности, что может быть обусловлено интенсивной базификацией сиалической земной коры в результате ее проработки мантий-

ными магмами. Согласно В. Т. Володьковой, породы позднемезозойских – кайнозойских плюмовых магматических комплексов Нижнего Приамурья, вертикальный ряд геологических формаций которых начинается позднемеловая диорит-гранодиоритовая, а завершает эоцен-миоценовая трахидацит-трахиандезит-базальтовая, характеризуются аномальными значениями отношений концентраций естественных радиоактивных элементов. Формирование их связано с коровым магматическим очагом, выраженным локальными аномалиями силы тяжести в редакции Буге. Значения плотности астеносферного слоя в контуре проекции на его кровлю Нижнеамурского горячего пятна близки к нормальным -  $(3,255-3,257) \cdot 10^{-3}$  кг/м<sup>3</sup>, температура поверхности Мохо в его контуре понижена, что может свидетельствовать о прекращении активности плюмовой струи.

Общей особенностью глубинного строения земной коры разных геолого-структурных единиц региона является ее расслоенность. Наиболее детально разрез коры изучен по опорному профилю I-ОМ, пересекающему большую часть основных геологических структур территории листа [Сакулина, 2010]. Согласно полученным данным, в вертикальном разрезе консолидированной коры обособляются два крупных элемента, условно определяемых как «гранитная кора» и «базальтовая кора». Последние, в свою очередь, могут быть подразделены на два сложных горизонта каждый. В составе «гранитной», или верхней коры выделяются «промежуточный» и «собственно гранитный» горизонты, в составе «базальтовой» коры – условные «базальт-диоритовый» и «базальтовый» горизонты.

Строение верхней земной коры имеет наибольшее значение для решения вопросов тектонического районирования, построения геодинамических реконструкций и обоснования нефтегеологического прогноза. Вследствие этого, структура этого слоя расчленена по геофизическим данным достаточно детально. Верхняя кора имеет мощность, в среднем, около 12 км и относительно однородный состав. «Промежуточный» горизонт, расположенный ниже подошвы акустического фундамента, характеризуется наличием сейсмических отражений, прослеживаемых далеко не повсеместно и не всегда уверенно, однако, их присутствие, даже в виде фантомных отражений, фиксируется на глубину до 2 – 5 км. Этот горизонт характеризуется граничной скоростью в кровле от 4,5-5,0 до 5,6 км/с. Расчетные плотности приняты в пределах 2,55 - 2,6 г/см<sup>3</sup>. Отсутствие резкой границы между «промежуточным» горизонтом и нижележащим «гранитным» вызвано тем, что верхние части коры образованы за счет уплотнения и зонального метаморфизма верхнемеловых и более древних отложений.

«Гранитный» горизонт («верхняя кора») характеризуется сейсмическими скоростями в кровле 6,0-6,1 км/с, плотностями от 2,67 до 2,79 г/см<sup>3</sup>.

Верхняя кора построена сложно и имеет наибольшую мощность в пределах Амуро-Охотской складчатой системы. В Сихотэ-Алинской складчатой системе мощность ее невелика, в среднем - 6 км.

«Базальтовый слой» включает средний «базальт-диоритовый» («средняя кора») и нижний, собственно, «базальтовый» («нижняя кора») горизонты. Скоростные характеристики средней коры составляют 6,25-6,4 км/с, плотностные параметры несколько понижаются с запада на юго-восток: от  $2,97 \text{ г/см}^3$  – в Амуро-Охотской складчатой системе до  $2,95 \text{ г/см}^3$  – в Сихотэ-Алинской. Нижняя кора характеризуется пластовыми скоростями 6,6-6,8 км/с, плотностные характеристики составляют для Амуро-Охотской складчатой системы -  $3,1 \text{ г/см}^3$ , для остальной части территории -  $3,0 \text{ г/см}^3$ .

Мощность слоя «базальтовой коры» меняется по профилю от 13 до 21 км. На западе, в пределах Амуро-Охотской складчатой системы, мощность слоя составляет 19-21 км. В Сихотэ-Алинской системе она уменьшается с запада на восток от 16 до 14 км, под структурами Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы устанавливается увеличение мощности до 15-16 км за счет локального погружения подошвы слоя.

Томографическое моделирование потенциальных полей по профилю I-ОМ свидетельствует о значительных неоднородностях в распределении магнитоактивных образований, как в вертикальном разрезе коры, так и по латерали. В Амурской литосферной плите область проявлений магнитоактивных образований охватывает структуры Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы с увеличенной мощностью консолидированной коры, а также, прилегающую к ней с востока зону интенсивной гидротермально-метасоматической проработки, как отложений кайнозоя, так и полиформационных образований акустического фундамента.

#### 4. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В доступном для изучения современными методами отрезке истории геологического развития территории листа N-54 можно выделить четыре крупных этапа, соответствующих выделенным структурным этажам – герцинский, киммерийский, ларамийский и альпийский.

##### Герцинский этап

История развития Амуро-Охотской складчатой системы, включающей в себя структуры герцинского этапа (герциниды), берет свое начало на рубеже позднего докембрия и фанерозоя. Предполагается, что в это время существовавший в позднем докембрии крупный континентальный массив, разделявший Палео-Азиатский и Палео-Атлантический (по Л.П. Зоненшаюну, 1977) океаны, был расколот системой субокеанических трогов красного типа на два континентальных блока – Сибирский и Китайский. По выходам пород палеозойских складчатых структурно-вещественных комплексов с дискретно распространенными в их разрезах толщами вулканогенных, кремнистых, карбонатных и терригенных пород, несущими железо-марганцевое, иногда сульфидное оруденение, межконтинентальная рифтовая система прослеживается от островов Шантарского архипелага далеко на запад и юго-запад в центральные районы Монголии. Вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-кремнисто-карбонатные формации маркирующие фазы растяжения (спрединга) земной коры, тяготеют к нижним частям разрезов палеотрогов (структурно-формационных зон, в современном выражении), а терригенные (песчаниковые и песчаниково-алевролитовые), отвечающие фазам горизонтального сжатия и воздымания окраинных частей палеоконтинентов – источников сноса обломочного материала, к их верхам. Непосредственно в Удско-Шантарской зоне, занимающей северо-западную часть территории листа обособляются три крупных стратиграфических комплекса, отвечающие следующим временным интервалам: 1) кембрий – ранний ордовик; 2) силур – начало среднего девона; 3) эйфель – ранний карбон. Предполагается, что периоды формирования этих комплексов, первый из которых установлен за пределами рассматриваемой территории, разделены кратковременными перерывами в осадконакоплении и фазами складчатости, вызванной коллизией обрамляющих рифтовую систему континентальных блоков [АКД]. Согласно [1974], завершает разрез Удско-Шантарской зоны пермская (вероятно, биармий-

ская) моласса, несогласно залегающая на кембрии и тектонически перекрытая средним палеозоем. Учитывая, что лежащие с резким угловым несогласием на палеозое Удско-Шантарской зоны, в т. ч. на перми, верхнетриасовые, юрские и меловые отложения Торомского прогиба, распространенные за пределами площади листа N-54 в Тайканском хребте, в целом залегают очень полого, можно заключить, что основные черты складчатой структуры этой зоны сформировались в самом конце палеозоя либо в начале мезозоя, т. е. в герцинскую фазу тектогенеза. С завершением этого процесса Сибирский и Китайский континентальные блоки «спаялись» в единый Евразийский материк.

### **Киммерийский этап**

Основные геологические события этого этапа отражают общие особенности геодинамической эволюции Тихоокеанского подвижного пояса на раннемезозойском отрезке его истории. Они были инициированы в триасе – ранней юре активизацией тектонических процессов в области Тихого Океана, положившей начало формированию современной глобальной системы срединно-океанических хребтов и рифтов, массовому излиянию в юрский и, особенно, меловой периоды базальтовых магм на дне океанов и образованию по их периферии глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей. Непосредственно на территории листа N-54 киммерийский этап получил свое материальное выражение в формировании описанных выше периокеанических Бокторского, Горинского, Приамурского складчатых комплексов Сихотэ-Алинской складчатой системы, Шмидтовского комплекса Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы и Ульбанского складчатого комплекса, наложенного на герциниды Амуро-Охотской системы.

Периокеанические складчатые комплексы Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской систем представляют собой разновозрастные аккреционные призмы, последовательно причленившиеся к восточной окраине Евразийского континента в преаптское (Бокторский комплекс), предпозднемеловое (Горинский), позднееноманское или раннетуронское (Приамурский) и предсреднеэоценовое (Шмидтовский) время. Возраст складчатого сооружения Ульбанской СФЗ определяется как допозднемеловой; скорее всего он отвечает рубежу юрского и мелового периодов, т. к. нижнемеловые складчатые образования в формационных комплексах Ульбанской СФЗ не известны.

Каждая из перечисленных выше аккреционных призм представлена различающимися по стратиграфическому объему, но близкими по составу формационными последовательностями, однотипные члены которых (геологические формации) имеют тенденцию к омоложению в юго-восточном направлении в сторону реконструируемой границы континент-океан. Нижние части их разрезов насыщены кремнистыми и вулканогенными (основного

состава) породами, средние – турбидитами (флишем, в широком понимании этого термина), верхние – терригенными плохо сортированными алевропелитовыми и грубообломочными породами, иногда с прослоями вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, формирующими нижнюю морскую молассу. Подмеченная последовательность считается [Кириллова и др., 2003] одной из характерных особенностей строения большинства тектонических единиц мезозойского складчатого обрамления Восточной Азии. Исходя из результатов анализа радиоляриевой фауны кремнистых пород и сравнительных петрохимических исследований вулканитов предполагается, что вулканогенно-кремнистые ассоциации формировались в океанической обстановке в глубоководных пелагической или гемипелагической зонах при ограниченном поступлении терригенного материала в область седиментации с удаленных от нее участков суши [Маркевич и др., 2000]. По Ю. Г. Волохину [2008], подобные ассоциации логично считать глубоководными, но формирующимися, скорее всего, не в океане, а в окраинном море. По его расчетам, абсолютные массы и скорость накопления свободного кремнезема в позднеюрском бассейне Сихотэ-Алиня близки таковым в современных окраинных морях. Накопление кремниевых толщ, как показано Ю. Г. Волохиным, совпадало по времени с эвстатическим подъемом уровня моря, способствовавшим уменьшению терригенного стока в окраинный бассейн и формированию глинисто-кремниевых толщ.

Терригенные, в т. ч. турбидитовые толщи Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем, судя по составу слагающего их кластического материала, сложены продуктами размыва зрелой континентальной коры и формировались в условиях высокоскоростного, нередко лавинного осадконакопления. В Ульбанской СФЗ такие условия создавались в трогах активизировавшейся в позднем триасе – ранней юре трансрегиональной Монголо-Охотской рифтовой системы, наиболее активные фазы развития которой связаны с герцинским этапом ее истории, в Баджало-Горинской СФЗ – на склоне и у подножия континентального шельфа, в Шмидтовской СФЗ – у подножия внешнего склона глубоководного желоба, в Приамурской СФЗ – в окраинноморском бассейне. Первые признаки аккреционных процессов в разновозрастных структурных зонах Нижнего Приамурья и Северного Сахалина выражены в появлении в их разрезах продуктов известково-щелочного магматизма и формировании нижних морских моласс. В Горинской и Приамурской подзонах Сихотэ-Алинской складчатой системы это событие датируется соответственно поздним готеривом-началом баррема и сеноманом-ранним туроном, в Шмидтовской зоне Хоккайдо-Сахалинской системы – серединой позднего мела (коньяк-сантон). Завершение формирования складчатой структуры аккреционных комплексов в ее современном виде и причленение образовавшихся складчатых систем к Евразийскому континенту также не

было одновременным. В Сихотэ-Алинской системе возраст завершающей складчатости можно определить как конец сеномана-начало турона, в Хоккайдо-Сахалинской – как предсреднеэоценовый.

### **Ларамийский этап**

Постаккреционный этап развития земной коры западной части рассматриваемой территории, начавшийся, по-видимому, в туроне, ознаменовался формированием Ульбанского и Эвурского магматических ареалов Восточно-Буреинской ВПЗ и Нижнеамурского магматического ареала Сихотэ-Алинской ВПЗ – структурных элементов Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса, наложенных на вновь образовавшуюся Сихотэ-Алинскую складчатую систему и разнообразные более древние структуры окраины континента. С заложением этих структурных единиц, вероятно, связанным с образованием Западно-Сахалинской субдукционной зоны, ограничившей с востока Сихотэ-Алинскую складчатую систему, данная территория приобрела облик активной континентальной окраины андского типа. В Сихотэ-Алинской ВПЗ вулканические извержения происходили в интервале времени от турона по ранний эоцен из мантийных и коровых магматических очагов в условиях циклически повторяющихся напряжений растяжения и сжатия, что нашло отражение в формировании трех гомодромных последовательностей геологических формаций, каждая из которых начинается андезитовой (включающей потоки базальтов), а завершается дацитовой (дацит-риолитовой). Конец каждого вулканического цикла отмечен поднятием территории и вскрытием остывших коровых магматических очагов – интрузивных тел, представленных гомодромной последовательностью фаз – от диоритов, габбро-диоритов и габбро до гранитов, лейкогранитов и щелочных гранитов. В Восточно-Буреинской ВПЗ вертикальный ряд геологических формаций представлен только нижней-поздне меловой гомодромной последовательностью.

О геологических событиях ларамийского этапа, происходивших в пределах Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, можно судить лишь по материалам геологического изучения сопредельных центральных и южных районов о. Сахалин, т. к. на рассматриваемой территории геологические образования этого этапа обнажены фрагментарно. Можно предполагать, что в восточной части площади этому времени соответствует заложение на океанической коре новой субдукционной зоны – Охотоморской [Гранник, 2008], с которой связаны проявления зеленосланцевого метаморфизма в ранее сформированных терригенных, кремнистых и вулканогенных породах мел-палеогенового верхнелангерийского комплекса, палеоцен-эоценовых ивашкинского вулканогенно-терригенного, раkitинского и елизаветинского серпентинитовых меланжей, вмещающих протрузии дунитов, перидо-

титов и пироксенитов, а также внедрение редких интрузий гранодиоритового состава лангерийского комплекса. Возможно, с этим этапом следует связывать и внедрение гипабиссальных интрузий позднемелового трехбратского трахиандезибазальтового комплекса, обнаженного на п-ве Шмидта. На территории, располагающейся к западу от западно-байкальской группы разломов, ларамийскому этапу, по-видимому, соответствовали поднятие и перерыв в осадконакоплении.

### **Альпийский этап**

#### **Континентальный рифтогенез**

В пределах материковой суши этот этап проявился в формировании внутриконтинентальных впадин Амуро-Охотского звена Восточно-Азиатского рифтогенного пояса и вулканических плато, сложенных базальтовым и трахидацит-трахиандезит-базальтовым формационными комплексами.

В истории развития континентальных впадин В. Г. Варнавским [2005] выделяются 2 стадии – грабеновая (олигоцен-ранний миоцен) и плитная (плиоцен-ранний неоплейстоцен). На первой стадии на фоне общего растяжения земной коры одновременно с образованием грабенов происходило их заполнение континентальными, преимущественно грубообломочными отложениями, на второй – расширение площади седиментации за пределы грабенов и формирование плитного комплекса.

Базальтовые покровы Эвурского магматического ареала и Прибрежного вулканического плато сформировались в интервале времени поздний эоцен-средний миоцен. На водораздельных пространствах р. Амур, Сахалинского залива и Амурского лимана, где суммарная мощность покровов достигает наибольших значений, извержения лав происходили преимущественно из вулканов центрального типа, при этом потоки лав устремлялись в пониженные участки уже сформированного рельефа. Вулканизм оказал существенное влияние на формирование рисунка современной гидросети. Существует мнение [Нефтегазоносность..., 1998], что в районе оз. Кизи под покровом палеоцен-эоценовых базальтов и андезибазальтов в грабенах, открывающихся в сторону Татарского пролива, законсервирована толща осадочных пород мела и кайнозоя, принадлежащих дельте р. Праамур. Вулканические покровы, перегородившие русло реки, изменили его направление в сторону оз. Чля и северо-западного окончания Усть-Кумлинской впадины. В районе водораздела оз. Чля и Сахалинского залива Праамур был снова перегороджен потоками базальтов, на этот раз эоцен-олигоценными и миоценовыми, заставившими повернуть его русло на восток в южных окрестностях оз. Орель и занять свое нынешнее положение. Таким образом, в интервале времени палеоцен-миоцен дельта р. Праамур продвинулось от оз.Кизи до Север-



ного Сахалина, где сформировала крупную нефтяную систему Северо-Сахалинского осадочного бассейна Охотоморской неоплатформенной плиты.

Предсреднеэоценовые орогенические события, сформировавшие Хоккайдо-Сахалинскую складчатую систему, привели к коренной перестройке структурного плана территории, положили начало образованию Курило-Камчатской островодужной системы и Охотского окраинного морского бассейна как элементов активной континентальной окраины Западно-Тихоокеанского типа и формированию Охотоморской неоплатформенной плиты. В пределах рассматриваемой территории основные области кайнозойского осадконакопления ограничивались контурами трех отрицательных морфоструктур и сформировавшихся в их пределах Северо-Сахалинского, Охотско-Шантарского и Дерюгинского осадочных бассейнов.

#### Седиментационная история Северо-Сахалинского и Охотско-Шантарского осадочных бассейнов

В *эоцене-начале олигоцена* большая часть территории, занимаемой Северо-Сахалинским и Охотско-Шантарским осадочными бассейнами, по-видимому, представляла собой горную страну с осадконакоплением в узких впадинах-грабенах, вытянутых в меридиональном (Северо-Сахалинский бассейн) или северо-восточном (Охотско-Шантарский бассейн) направлениях [Харахинов, 2010]. По [Гладенков и др., 2002], в конце эоцена в примыкающей к этой территории восточной части амурского лимана существовала межгорная (или предгорная) впадина, в которой накапливались грубообломочные и песчано-глинистые континентальные отложения. В центральных частях других крупных впадин (Ульбанский, Алдомский, Олений прогибы на Тектонической схеме) могли накапливаться озерные и озерно-болотные (угленосные) осадки. Морская эоценовая трансгрессия, маркируемая нижними слоями мачигарской свиты, проникла лишь во впадины восточной части бассейна Северо-Сахалинского бассейна.

*Олигоцен – ранний миоцен* – одна из переломных эпох в геологической истории региона, характеризующаяся активной вулканической деятельностью на фоне расширяющегося фронта осадконакопления, трансгрессии и выравнивания горных сооружений. На территории *Северо-Сахалинского осадочного бассейна* суша сохранилась только в центральной части площади, занимаемой о. Сахалин. Очевидно, в широком развитии олигоценового морского бассейна отразился эвстатический подъем уровня моря. На месте о-ва Сахалин и к северо-западу от него (в Сахалинском заливе) в мелководном море накапливались песчано-глинистые отложения, а к северо-востоку от него – в относительно глубоком море – преимущественно глинистые осадки.

К позднему олигоцену практически вся территория Северо-Сахалинского осадочного бассейна была покрыта относительно глубоководным морем, в котором накапливались кремнисто-глинистые отложения, местами с туффитами (мачигарско-даехуриинский ССК).

В раннем миоцене (уйнинское и начало дагинского времени) в неглубоком море накапливались сероцветные песчано-глинистые осадки (уйнинский ССК), причем, в западной части бассейна преобладал песчаный материал, а в восточной – кремнисто-глинистый и кремнистый. Обилие песчаного материала на западе связано с деятельностью материкового источника сноса. В это время стала действовать крупная река (Палеоамур), авандельта которой образовала на юге Северного Сахалина седиментационный язык, ориентированный в юго-восточном направлении.

Конец раннего миоцена ознаменовался общим воздыманием территории, и море практически полностью покинуло территорию о. Сахалин. К северу и к западу от Северного Сахалина существовало неглубокое море с накоплением песчано-глинистых отложений.

К началу среднего миоцена вдоль северного и восточного побережий Сахалина песчано-глинистые отложения внешнего шельфа сменялись к востоку кремнистыми илами относительно глубокого моря. На Северном Сахалине и его шельфе с нижне-среднемиоценовыми отложениями (дагинский ССК) связаны месторождения нефти, газа и газоконденсата.

В пределах *Охотско-Шантарского седиментационного бассейна* условия осадконакопления в этот промежуток времени были разнообразны. Впадины в условиях все еще интенсивной тектонической подвижности территории продолжали углубляться и расширяться, сливаясь в уже единый морской мелководный – умеренно глубоководный бассейн. Площадь поднятий, напротив, уменьшалась. Стабильными оставались только приматериковые и обрамляющие поднятия: Пришантарское, Меньшиковско-Александровское, Северо-Сахалинское, представляющие собой устойчивые области денудации, поставлявшие терригенный материал в расширяющиеся прогибы. Этот материал был в основном грубо-обломочный и плохо сортирован, так как основная его масса переносилась на относительно небольшие расстояния. Благодаря интенсивному выносу терригенного материала по палеодренажной речной сети формировалась система дельтовых конусов выноса, которые сливаясь, формировали мощные турбидитовые шлейфы (склоны Северо-Шантарского, Восточно-Шантарского, Шмидтовского и других поднятий).

В Ульбанском и Алдомском прогибах, обособленных от открытого моря, седиментация в олигоценовое время происходила в спокойной энергетической обстановке при отсутствии течений и сильного прилива с формированием глинистых и песчано-глинистых осад-

ков озерно-лагунных фаций. Глубины формирования отложений мачигарского-даехуриинского сейсмокомплексов не превышали 100-600 м [Экосистемы..., 1999].

Транспорт терригенного материала осуществлялся, главным образом, Палеоульбанской водной артерией, которая в юго-западных частях Алдомского и Оленьего прогибов формировала мощную дельтово-продельтовую песчано-глинистую косослоистую толщу. Уже в начале миоценового времени продельтовые отложения заполнили Ульбанский прогиб и, перекрывая Меньшиковское-Александровское поднятие, постепенно распространились в Северо-Сахалинский мегапрогиб.

В северной Присахалинской части Северо-Сахалинского бассейна в раннемиоценовое время существовал режим относительно глубоководного моря с накоплением тонких терригенных (на большей площади) и кремнистых (Марийская впадина, п-ов Шмидта, Охинский р-н) отложений. В конце уйнинского – начале дагинского времени произошла регрессия в связи с падением уровня моря и смена морских условий на лагунно-баровую с формированием приморской низменности.

**Средний - поздний миоцен.** Окобыкайское время (средний - начало позднего миоцена) характеризуется господством морского режима. *Северо-Сахалинский бассейн* раскрывался в сторону глубоководной Дерюгинской впадины. На западе района четко обозначилась дельта Праамура с угленосными отложениями, по периферии дельтовой платформы отлагались прибрежно-морские пески, а восточнее на шельфе – пески и глины. Северовосточнее существовала внутришельфовая относительно глубоководная впадина с переходом осадков в чистые глины и кремнистые илы нижней сублиторали и верхней батиаля. Продуктивные нефтегазонасыщенные пласты окобыкайского горизонта сформировались большей частью в пределах продельтовой равнины в условиях внутреннего шельфа. Детальный анализ условий накопления продуктивных отложений дан в монографии В.В. Харинова [2010 г.].

В позднем миоцене (ранненутовское время) усиливаются орогенные движения в области Сахалина, что проявилось в появлении в разрезах плохоотсортированных «мусорных» алевролитов, песчаников и песков. Дельтовая платформа Палеоамура нарастала субконтинентальными существенно песчаными отложениями. На Северном Сахалине эта платформа захватила большую часть суши, восточнее она переходила в мелководное шельфовое море и склон, с накоплением вблизи берега песчаных, а на внешнем шельфе и склоне – глинистых осадков. Как и в среднем миоцене, здесь развиты подводные конусы выноса песчаного материала. Ещё восточнее песчано-глинистые отложения сменялись кремнисто-глинистыми, а за пределами шельфа – диатомовыми илами. С верхнемиоценовыми отло-

жениями связаны крупные нефтегазовые месторождения на Северном Сахалине и прилегающем к нему шельфе.

В Охинском и Дагинско-Катанглийском нефтегазоносных районах дагинские лагунно-баровые фации и фации приморской низменности, развитые на предыдущем этапе седиментации, сменились сначала фациями условиями глубокого окобыкайского моря, а затем, в конце этапа – фациями дельтовой платформы нижненутовского горизонта [Мишаков, 1985]. В интенсивно прогибающихся наиболее глубоководных частях Северо-Сахалинского бассейна (Байкало-Помырском прогибе), где мощность отложений окобыкайского и нижненутовского сейсмостратиграфических комплексов превысила 2 км, накапливались кремнистые и кремнисто-глинистые отложения.

Завершается этот этап (5,5-5,2 млн. лет) поднятием и выводом на дневную поверхность части рассматриваемой области, что нашло отражение в ОГ-3/4, разделяющем отложения нижненутовского и верхненутовского горизонтов, в составе которых преобладают прибрежно-морские осадки.

В *Охотско-Шантарском седиментационном бассейне* накопление отложений окобыкайского возраста началось с мощной трансгрессии, проявившейся на Шантарском, Восточно-Шантарском и Меньшиковско-Александровском поднятиях. Вертикальный размах подошвенного трансгрессивного налегания составляет 700-800 м. Очевидно, такой подъем уровня моря связан не столько с эвстатическим подъемом уровня Мирового океана, сколько с тектоническим проседанием территории. Однако, несмотря на столь мощную трансгрессию и углубление Охотско-Шантарского бассейна в течение среднего-позднего миоцена, размеры его площади не достигли размеров области седиментации предыдущего этапа. В целом установились условия седиментации крупного морского бассейна с отдельными незначительными по площади, вытянутыми в северо-восточном направлении архипелагами островов и подводных отмелей в районах Шантарского, Восточно-Шантарского, Северо-Сахалинского и Святого Ионы поднятий.

Осадки в бассейне накапливались в условиях от литорали до батии, при преобладании алевритовых и пелитовых, в том числе кремнистых разностей. В районах подводных отмелей отлагались глинисто-песчаные фации, на отдельных участках формировались песчаные и глинисто-песчаные турбидитовые конусы выноса.

**Ранний плиоцен** (поздненутовское время). Крупная трансгрессия на рубеже миоцена и плиоцена и предшествующий ей перерыв в осадконакоплении изменили палеогеографическую обстановку региона. В течение кратковременного углубления осадочного бассейна накопилась пачка диатомитов и тонкозернистых осадков. Затем наступил этап регрессии, осложненный в конце плиоцена помырской трансгрессией с накоплением песчаных толщ.

На *Северном Сахалине* верхненутовский горизонт формировался в условиях подъема уровня моря, прерывающегося малыми трансгрессиями. Значительные объемы осадков аккумулировались в результате деятельности Палеоамура. Проградация его дельты достигла западного края Дерюгинского бассейна, что подтверждается скважинами пробуренными на морском дне и островной суше. В целом, несмотря на постепенный подъем уровня моря, в течение позднеутовского времени происходило периодическое обмеление бассейна вследствие привноса осадков Праамуром.

В *Охотско-Шантарском бассейне* кратковременное воздымание Северо-Сахалинского поднятия на рубеже миоцена и плиоцена привело к увеличению объема поступающего в него терригенного материала и некоторому обмелению.

**Средний плиоцен-эоплейстоцен.** Широко проявленное в *Северо-Сахалинском осадочном бассейне* несогласие в основании помырского горизонта является свидетельством достаточно интенсивных орогенических движений на соответствующем ему временном рубеже. Начиная со среднего плиоцена территория, ограниченная в первом приближении современной береговой линией о. Сахалин, испытывает устойчивое, продолжающееся до настоящего времени сводово-блоковое поднятие, вызвавшее ее осушение и формирование современного рельефа. Осадконакопление в акваториальной зоне Северо-Сахалинского осадочного бассейна продолжалось под влиянием эволюционирующей дельты Палеоамура. Развитие эоплейстоценовых клиноформ на участке Сахалин-4 и в северной части участка Сахалин-5 указывает, что проградация дельты на этом отрезке времени происходила в северном направлении через погруженную инверсионную зону на севере п-ва Шмидта в северную часть Дерюгинского осадочного бассейна.

В границах *Охотско-Шантарского осадочного бассейна* в среднем-позднем плиоцене и эоплейстоцене сохранилась обстановка морского осадконакопления и расширения области седиментации. На Шантарском поднятии (устойчивая область денудации) отложения помырского сейсмостратиграфического комплекса не накапливались, а на Северо-Сахалинском поднятии они были размыты позже во время неотектонического воздымания в четвертичный период. В целом бассейн осадконакопления испытал ещё большее обмеление, чем при формировании верхненутовского ССК, что выразилось в сокращении мощности помырского ССК и существовании в южной части бассейна прибрежно-континентальных условий.

#### Седиментационная история Дерюгинского бассейна

Судя по материалам сейсмической съемки [Литвинова, Рыбак-Франко, 2011], основные геологические события кайнозойского этапа развития Дерюгинской рифтогенной системы

хорошо коррелируется с событиями в истории развития Северо-Сахалинского осадочного бассейна. Можно считать установленным, что с эоцена до среднего миоцена на ее территории существовал морской бассейн с редкими островами, площадь которых постепенно сокращалась в процессе осадконакопления. Максимальные мощности отложений эоцен-нижнеолигоценового и верхнеолигоцен-среднемиоценового сейсмостратиграфических комплексов – соответственно 2,5-3,2 км и 2,0-2,8 км – зарегистрированы в линейных грабенах. На склонах палеоподнятий, где эти комплексы выклиниваются, получили распространение прибрежные и мелководно-морские терригенные отложения, на равнинных участках морского дна – терригенные и кремнисто-терригенные. Несогласия на границе комплексов нередко регистрируются и на удалении от поднятий, где они, вероятно, отвечают мелководным участкам дна моря (банкам), представлявшим собой в периоды низкого стояния уровня водной поверхности области отсутствия осадконакопления.

Начиная со среднего миоцена процессы седиментации в Дерюгинском бассейне протекали под влиянием Палеооамура. Максимальные мощности среднемиоцен-нижнеплиоценовых терригенных осадков, зарегистрированные в западной части бассейна, достигают 4,0 км, среднеплиоцен-четвертичных – 4,5 км и более. Процессы тектонической активизации на рубеже раннего и среднего миоцена привели к образованию в северной части бассейна (район ИONO-Кашеваровского поднятия) обширных участков суши и мелких островов. В центральной и восточной частях бассейна этому отрезку времени соответствует накопление кремнисто-терригенных толщ, о чем свидетельствует появление в разрезах сейсмических горизонтов отражений, соответствующих зонам перехода аморфного опала в опал-кристобалит,  $\epsilon$ -кристобалит и кварц.

Значительное влияние на морфологию поверхности фундамента осадочного бассейна и распределение кайнозойских осадочных фаций оказали процессы рифтогенеза, наиболее активно проявившиеся в интервале времени эоцен-ранний миоцен и в постсреднеплиоценовое время.

## 5. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На территории листа выделяются две геоморфологические категории рельефа - рельеф суши и рельеф морского дна акватории Охотского моря. Суша охватывает северную часть Сихоте-Алинской и восточную Амуру-Охотской складчатых систем материка, Шантарские острова, небольшие острова акватории (о. Рейнеке, Прокофьева и др.), а также северную часть острова Сахалин.

### Рельеф материковой и островной суши

Разнообразие морфогенетических типов и форм рельефа материковой суши, обусловлено унаследованностью сложного тектонического строения территории. Положительные формы рельефа материка, такие как хребты Мевачан, Тохареу, Кивун, Омальский, Чульбат, Омельдинский, формируются преимущественно на гранитоидных интрузивах, инверсиях рельефа в результате излияния лав и, отчасти, препарировкой древних складчатых структур. Соответственно отрицательные формы рельефа приурочены к прогибам и грабенам – впадины Усалгинская, Мухтельская, Удыль-Кизинская, Чля-Орельская. Рисунок современной гидросети контролируется, как правило, разрывными нарушениями, зонами трещиноватости и, в меньшей степени, разнородностью горных пород.

Для западной и восточной части материковой суши характерен средневысотный сильнорасчлененный рельеф северной оконечности горной системы Сихотэ-Алигь. Хребты вытянуты преимущественно с юго-запада на северо-восток и характеризуются преобладающими абсолютными отметками 600-1000 м с превышениями 300 - 700 м. Высота горных массивов увеличивается к югу и достигает абсолютных отметок 1268 м (г. Большая) и 1269 м (г. Гадык). Гребни узкие извилистые, местами скалистые, вершины конусо- и куполообразные, реже пикообразные. Преобладающая крутизна склонов в верхних частях 15-30°. На гребнях и крутых склонах встречаются каменистые россыпи, осыпи и скалы-останцы высотой 3 – 12 м. Долины рек в верховьях имеют V-образную форму, в среднем и нижнем течении трапецеидальную, местами ассиметричные. Склоны долин с преобладающей крутизной 10-30°, иногда обрывистые. Высота обрывов местами достигает 60 м. Окаймляются хребты низкогорьем с преобладающими абсолютными высотами

200-600 м, и холмисто-увалистыми предгорьями. Наиболее распространенными формами рельефа здесь являются низкие сглаженные горные гряды и увалы с возвышающимися над ними широкими куполовидными или уплощенными вершинами. Крутизна склонов увалов составляет 6-15<sup>0</sup>. Холмогорье (абс. высоты 100-300 м) представляет собой выравненную поверхность с куполовидными холмами. Седловины между ними неглубокие и очень широкие, склоны пологие, плавно переходящие в субгоризонтальные площадки и долины водотоков. Преобладающая крутизна склонов холмов составляет 3 – 10<sup>0</sup>. Русла рек в предгорьях сильно извилистые, разветвляются на рукава, часто врезанные, с крутыми обрывистыми береговыми уступами высотой 1-5 м, долины, преимущественно корытообразного профиля, при впадении в море сильно расширяются (до 6 км) с образованием широких низменностей. Днища долин плоские и слабохолмистые, полностью заболоченные, уступы надпойменных террас значительно сглаженные.

Центральную часть материковой суши занимают обширные межгорные впадины, по которым проложена долина р. Амур – северная часть Удиль-Кизинской и Чля-Орельская. Поверхности впадин представляют собой плоские или слабохолмистые заболоченные озерно-аллювиальные равнины с абсолютными отметками днищ от 2 до 10 м и крупными но мелководными (1-3 м) озерами Удиль, Орель, Чля и массой мелких озер, многочисленных стариц и проток Амура. Долины впадающих в озера крупных рек – Амгунь, Бичи, Джук, Джани в нижнем течении достигают ширины 20 км (р. Амгунь). Днища их плоские заболоченные, извилистые и петляющие русла распадаются на большое количество рукавов. По периферии аккумулятивных равнин отсутствуют явно выраженные террасы, что свидетельствует о периодических катастрофических (последнее в 2013 г.) разливах рек с затоплением практически всей площади долин рр. Амур, Амгунь и впадин. Удиль-Кизинская и Чля-Орельская впадины отделяются друг от друга средневысотным, с преобладающими абсолютными отметками 800-900 м (макс. 969 г. Каменный Гребень), крутосклонным расчлененным горным массивом. Река Амур, ниже села Богородское, прорезает этот массив единым руслом шириной 800 – 1200 м и глубина реки здесь достигает 46 м. Пойма и надпойменные террасы отсутствуют. Берега гористые, часто обрывистые, со скальными прижимами. На северо-западной окраине материка, вдоль побережья, выделяется узкая желобообразная Усалгино-Мухтельская впадина, отделяющая от материка п-ов Тохареу с одноименным горным хребтом и полуостров Мыс Врангеля. Среднюю часть впадины занимает, глубоко вдающийся в материк, узкий залив Николая. С юго-запада в залив впадает р. Усалгин, а с северо-востока р. Осельга. Днище долины р. Усалгин, шириной до 16 км, представляет собой бугристые мари с обилием мелких озер и стариц. Русло сильно извилистое, петляющее, в нижнем течении врезанное, с обрывисты-



ми береговыми уступами высотой до 4 м. Мухтельская низменность, имеющая выход к морю, представляет собой широкую равнину, которую занимают заболоченные бугристые мари с множеством небольших (от 0,01 до 2 км<sup>2</sup>) мелководных озер. В северной ее части выделяется серия древних береговых валов (высотой 1,5-5 м и длиной до 6 км) и разделяющих их понижений. К последним приурочены цепочки озер и зыбунов, а также протока Сан, отделяющая от низменности современный береговой вал - косу Гилин.

Прибрежный рельеф на всей протяженности заливов Ульбанского и Академии до мыса Врангеля, часть побережья залива Александры, а также восточнее Мухтельской низменности и далее на юг до мыса Литке, относится к абразионному типу. Берег извилистый скалистый и неприступный, высотой 80-400 м, имеющий у подножий множество надводных и подводных камней. Прибрежные горные хребты средне- (абс. выс. 400-600 м) и низковысотные (абс. выс. 200-400 м), с крутыми склонами обращенными к морю и пологими материковыми. Абразивный тип берега прерывается и сменяется на аккумулятивный только вдоль побережья Мухтельской низменности. Для восточной прибрежной части материка характерен низкогорный и холмисто-увалистый рельеф с уплощенными сглаженными вершинами и склонами полого спускающимися к морю. В многочисленных низменностях, образующихся из расширяющихся к морю долин морских притоков, берег аккумулятивный с прибрежными береговыми валами, пляжами и отмелями. Лиман р. Амур широкий (10 км) мелководный (0,7-2,0 м), с обширными банками (банка Оремиф с одноименным островом) и прибрежными отмелями.

На островах Большой Шантар, который заходит на территорию листа 15-и километровой оконечностью Восточного хребта, а также двух гористых островах Прокофьева и Кусова, рельеф среднегорный расчлененный с мелкими ложбинами стока. Наивысшие отметки гор на о. Кусова 651 м, на о. Прокофьева – 638 м, а на восточном хребте о. Бол.Шантар – 559 м. Наиболее резкие черты рельефа островов приурочены к прибрежным участкам, где скалистые обрывы спускаются непосредственно в море. Долины рек заболочены, встречаются участки многолетней мерзлоты. Острова Меньшикова и Рейнеке имеют уплощенный рельеф с, практически, отсутствием эрозионных ложбин. Максимальные высотные отметки вершин составляют соответственно 370 и 323 м. Берега всех островов обрывистые и неприступные. Вдоль них часты надводные осыхающие и подводные камни.

Остров Сахалин представляет собой единую геоморфологическую область с, практически полной, унаследованностью рельефа территории, ее геотектонической структурой и однотипными экзогенными процессами. Для большей его части характерен равнинный рельеф с невысокими слаборасчлененными ассиметричными грядовыми возвышенностями, вытянутыми в субмеридиональном направлении. Северная оконечность Са-

халина — п-ов Шмидта, имеет два параллельных низкогорных хребта – Западный и Восточный с максимальными абсолютными высотами 250 и 623 м, разделенных депрессией (Пиль-Диановская низменность). Хребты имеют небольшую протяженность (до 60 км), глубоко расчленены узкими (до 100 м) долинами с крутизной склонов до 30 м, редко имеющими террасы. Склоны хребтов, обращенные к низменности, пологие, а к морю — крутые. Пиль-Диановская низменность шириной от 5 до 12 км имеет полого-увалистый и холмистый рельеф с крутизной склонов в  $5-10^0$  и относительными превышениями до 70 м.

Основная часть островной суши Сахалина принадлежит обширной Северо-Сахалинской равнине, в пределах которой протягиваются вытянутые в субмеридиональном направлении параллельные гряды холмов с абсолютными высотами 100-250 м и денудационных останцовых гор с высотами до 538 и 601 м на юге, которые являются продолжением Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор. Характерные высоты в средней части равнины составляют 90 – 180 м на юге и 70 – 80 м на севере. Холмы имеют мягкие очертания, крутизна склонов обычно не более  $10^0$ , относительные высоты не превышают 20 – 30 м. Речные долины на равнине широкие и, кроме поймы, имеют несколько низких террас. Пересекая гряды, долины заметно сужаются, становятся крутосклонными. Террасы на этих участках в большинстве случаев отсутствуют. Перед грядами долины расширяются и в них накапливаются озерно-аллювиальные отложения. Равнина представляет собой типичную поверхность выравнивания низкого уровня, покрытую мощным чехлом рыхлых отложений плиоценового и неоплейстоценового возраста. В западной, северо-западной и восточной окраинах Северо-Сахалинской равнины широко развиты морские аккумулятивно-абразионные террасы в основном четырех уровней. Для восточного побережья характерны длинные песчаные косы, способствовавшие образованию лагун, протянувшихся цепью параллельно берегу. Нижний уровень террас осложнен бугристым мезорельефом закрепленных и развеваемых дюн. Верхние террасы, особенно в западной части, имеют большое количество озер, заболоченных западин, сфагновых торфяников, под которыми обычны острова многолетнемерзлых грунтов. Участки островной мерзлоты встречаются и на равнине.

Морские берега Сахалина сложены в основном средне- и слабоустойчивыми к абразионным процессам породами: суглинками, песками, галечниками, алевролитами, аргиллитами. Мысы, как правило, сложены более устойчивыми к абразии породами - песчаниками, гранитоидами. Берега характеризуются выравниванностью и малым количеством удобных бухт. В зависимости от рельефа берега делятся на горные и равнинные.

В группе горных берегов различаются денудационные (мало измененные морем) и господствующие здесь абразионные: ровные, выровненные, бухтовые. Формирование горных берегов проходило при преимущественном участии абразионной деятельности, способствовавшей образованию вертикальных обрывов высотой до 80-250 м у подножия которых нередко скапливаются беспорядочно нагроможденные каменные глыбы (коллювий). Вдоль берега иногда встречаются подводные камни — кокуры. У подножия абразионных берегов с активным клифом зачастую образуются волноприбойные ниши. Отдельные участки абразионных берегов сопровождаются узкими (до 10 м) полосками пляжа с маломощными галечниковыми отложениями.

У равнинных берегов острова имеются абразионные участки, но, как правило, аккумуляция здесь преобладает над абразией. Морские течения и прибой способствуют накоплению рыхлого материала в виде отмелей, кос, пляжей, береговых валов. Для северо-восточного побережья Сахалина характерны прямолинейные косы, отделяющие от моря ряд лагун. Лагунные берега имеются также на северо-западе Северо-Сахалинской равнины. Кроме лагунных берегов, встречаются бухтово-лагунные, аллювиально-озерные, намывные. Во многих местах к берегам примыкает бенч (подводная терраса) шириной до 100 м. Внешняя граница мелководья в некоторых случаях окаймлена скалистыми рифами, иногда выступающими над уровнем моря на 1,5-2 м. На берегу Охотского моря приливотливная амплитуда превышает 2 м, а на берегу Татарского пролива—0,5 м.

В пределах суши выделяются пять морфогенетических типов рельефа - выработанный и аккумулятивный рельеф суши и денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф дна акватории Охотского моря (\*).

### **Выработанный рельеф**

В его составе 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.

*Склоны горных гряд и возвышенностей, предопределенные препарировкой интрузивных тел* ( $Q_{III-N}$ ), сформировались на гранитоидах Монгунского, Бекчиульского, Мевачанского, Контагинского, Эльгонского и Князевского интрузивных массивов. Абсолютные отметки их вершинных поверхностей колеблются в пределах 500–960 м, а относительные превышения составляют 200–600 м. Вершины куполовидные, склоны привершинных поверхностей пологие вверху (до  $10^0$ ), резко увеличивают свою крутизну книзу

(до 30°). На верхних участках склонов образуются солифлюкционные террасы с почти ровными или слабоволнистыми поверхностями шириной до 500 м ограничивающиеся пологими уступами высотой от 0,5 до 1 м. На водоразделах и привершинных поверхностях склонов часто возвышаются денудационные останцы более крепких пород – мелкозернистых гранитоидов и даек. Эрозионная сеть на склонах в приводораздельных пространствах массивов обычно слабая, с неглубоким врезом. Форма долин водотоков V-образная с крутым тальвегом, часто с уступами и невысокими водопадами, predeterminedенными накоплением глыбового материала и обнажениями коренных пород. При заложении водотоков вдоль контактов интрузивов с вмещающими породами, обычно проявляется асимметрия долин. По этим признакам интрузивные массивы хорошо дешифрируются на аэро- и космоснимках.

*Склоны горных гряд и возвышенностей, predeterminedенные растущими складчатыми структурами (Q<sub>III-N</sub>).* Этот тип рельефа развивается на складчатых структурах антиклинальных зон о. Сахалин, испытывающих до настоящего времени движение положительного знака. Для него характерно совпадение элементов орографии с простиранием геологических структур. Морфологически рельеф представляет собой грядово-холмистую поверхность и образован на слоистых породах неогенового возраста. На участках, где он переходит в прибрежные равнины и морские террасы, одна граница, как правило, отчетливая, с крутыми уступами, хорошо дешифрирующимися на АФС, а с противоположной стороны его плавно сменяет выположенный рельеф. Водораздельные пространства, как правило, широкие, плосковыпуклые, с общим слабым (5-7°) уклоном к западу. Редко отмечаются отдельные, обособленные вершины, возвышающиеся над водоразделами до 20-30 метров. Наблюдается зависимость морфологии отдельных форм от литологического состава пород, на которых они сформированы. На участках выхода на поверхность песчаных пластов гребни водоразделов более узкие, а склоны более крутые (до 35°), чем на участках, сложенных глинистыми породами. Долины водотоков имеют V образный поперечный профиль с глубиной вреза до 15-18 метров. Реже встречаются ящикообразные долины, глубина вреза которых достигает 30 метров. Характерной чертой является наличие сквозных долин, рассекающих антиклинальные складки с запада на восток. Этот тип рельефа является одним из наиболее древних. Его формирование началось в конце плейстоцена и продолжается до настоящего времени. Своим относительно высоким положением он обязан не только неровностям субстрата, но и неотектоническим движениям четвертичного времени.

Денудационный рельеф является основным в горной области. В его составе преобладают крутые 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 неогена и квартера, так как склоновые отложения налегают на раннеплейстоценовые террасы.

*Эрозионные склоны крутые (более 25°), существенно переработанные солифлюкционными и обвально-осыпными процессами*, распространены в привершинных частях водоразделов и на бортах каньонообразных водотоков. Чаще всего они формируются на вмещающих отпрепарированные интрузивы породах. Доминирующим, в образовании этих склонов, является процесс эрозии временными водотоками от атмосферных осадков, таяния снегов, сезонной и многолетней мерзлоты. Долины, невзирая на литологический состав пересекаемых ими пород, прямые на всем протяжении и имеют глубокий V-образный профиль. В бортах водотоков, как правило, встречаются обнажения коренных пород, а в устье накапливаются конусы выноса. На верхних участках склонов часты глыбовые вывалы и щебнистые осыпи. Склоны бортов водотоков, прорезающих вулканогенные образования, достигают крутизны 40° и на них часто формируются вертикальные стенки отрыва обвалов с обнажением коренных пород и скоплениями бугров коллювия у подножий.

*Эрозионно-денудационные склоны средней крутизны (15–25°), созданные комплексной денудацией*, развиваются на всех типах пород, независимо от их петрографической принадлежности. В их создании принимают участие физическое выветривание, сезонное промерзание и оползание грунтов и в меньшей степени делювиальный поверхностный смыв, так как склоны обычно залесены. Склоны, развивающиеся в привершинной части водоразделов на интрузивных породах, как правило выпуклые, с развивающимися глыбовыми и щебнистыми развалами, а на терригенных образованиях – прямые, интенсивно расчлененные с делювиальным чехлом, закрепленным растительностью. Профили склонов прямые и вогнутые, с немногочисленными поперечными оползневыми уступами и неширокими делювиальными шлейфами у подножий. Эрозионные ложбины извилистые, в нижней части неглубокие, с боковыми распадками, и небольшими уступами в руслах, которые образуются на границах пород с различной прочностью или в местах пересечения их тектоническими нарушениями.

*Денудационно-солифлюкционные пологие (5–15°) склоны, созданные процессами комплексной денудации и солифлюкции*, характерны для низкогорной части рельефа, и выпуклых сглаженных участках вершин водоразделов низкогорья, где преобладают процессы сезонной и многолетней мерзлоты. На этих склонах очень слабый эрозионный рисунок, днища распадков имеют корытообразную, а в нижнем течении корытообразную фор-

му, широкие и очень широкие. Многолетняя мерзлота и глубокое сезонное промораживание обуславливают интенсивное разрушение горных пород и отложения на склонах низогорья состоят, в основном, из мелкозема мощностью в несколько (иногда первых десятков) метров, практически без примеси крупнообломочного материала, а на среднегорье – курумов. Пологие склоны также развиваются на вершинах и привершинных участках водоразделов, развитых на интрузивных, и, в меньшей степени, вулканогенных и терригенных породах, где, в зависимости от литологического состава пород, образуются мелкоземистые, щебнистые или глыбовые элювиально – делювиальные образования.

*Реликты субгоризонтальных и пологих (0–5°) поверхностей выравнивания с останцовым мезорельефом созданные комплексной денудацией (Q<sub>III-n</sub>). Денудационные процессы выравнивания широко распространены на поверхностях Чля – Орельской межгорной впадины, местами вдоль побережья Татарского пролива и на о. Сахалин. Поверхности плоские, с практически горизонтальными или слабонаклоненными площадками, плавно переходящими в очень пологие склоны низких одиночных холмов. Элювий имеет большую (до сотни метров) мощность, мелкоземистый, без примеси или редкой примесью мелкого щебня и дресвы. Поверхности залесены, практически без эрозионных ложбин и часто заболочены.*

*Поверхности комплексного педиментного выравнивания, сформированные на фоне малоинтенсивных тектонических движений (Q<sub>III-n</sub>) развиты на равнинах средней части о. Сахалин. Они представляют собой типичную поверхность выравнивания, покрытую более или менее мощным чехлом рыхлых отложений плиоценового и неоплейстоценового возраста. Поверхности водораздельных пространств слабовыпуклые и плоские, пологие (до 5–8°) до горизонтальных, прямые или слабо вогнутые местами всхолмленные. Холмы имеют мягкие очертания, крутизна склонов обычно не более 5°, относительные высоты не превышают 20 м. Большие площади занимают верховые болота.*

Аккумулятивный рельеф включает в себя пойму рек и аккумулятивные равнины Удыль-Кизинской и Чля-Орельской впадин, комплексы надпойменных, озерных и морских террас, пролювиально-делювиальные шлейфы. Возраст аккумулятивных форм рельефа определяется возрастом слагающих их отложений.

Крупнейшими аккумулятивными структурами являются Удыль-Кизинская впадина и пойма Амура на участке между Чаятынским пережимом и оз. Чля, которые морфологически представляет собой обширные озерно-аллювиальные заболоченные равнины, с горизонтальной поверхностью, которую нарушают единичные холмы останцовых возвышенностей. Сложены равнины, в основном, суглинками с незначительными прослоями галечников и песков, глинами и торфяниками. На поверхности развиты кочкарные, грядо-

во-мочажинные и озерно-грядовые болота с травяной растительностью и отдельными релками заросшими лиственницей.

*Пойма.* На всех реках территории пойма подразделяется на низкую и высокую. В долине Амура низкая пойма имеет ширину от 900 м до 4 км. Абсолютные отметки вниз по течению реки изменяются от 10 до 3 м. Ширина русла 1,5–3 км, а в местах пережимов (Чаятынский пережим) сужается до 900 м. Здесь оба берега Амура крутые, местами обрывистые, с осыпями и скальными прижимами высотой до 15 м. Особенностью низких пойм рек Амура, Амгуни и Усалгина, являются сильно извилистые и петлеобразные русла, обилие протоков, стариц, заливов, мелководий, островов, кос и пляжей, сложенных песками с примесью галечного материала. Берега имеют крутой уступ и достигают высоты 5 м. Высокая пойма бугристо-западинная маристая, с веерами блуждания, заиленными протоками, заливами и небольшими мелкими озерами. Заболоченные старичные понижения, шириной от нескольких метров до 0,2–2,0 км, чередуются с суходольными залесенными релками высотой до 6–7 м – останцами древних прирусловых валов. Ширина высокой поймы достигает 25-и км на равнине Чля-Орельской впадины. В периоды катастрофических паводков (2013 г.) высокая пойма полностью затапливается. Пойменные долины крупных и средних рек, притоков Амура (Амгунь, Бичи, Эльга и, впадающей в залив Николая, – Усалгин) в верхних частях сравнительно узкие, в среднем течении расширяются, имеют ящикообразный профиль, а в нижнем течении превращаются в плоскую с плавными выположениями к склонам равнину. Ширина поймы этих рек от десятков метров в верхнем и сотен метров в среднем течении, достигает 15-20 км в нижнем (рр. Усалгин и Амгунь).

*Комплекс надпойменных террас,* сложенных неоплейстоценовым аллювием, в долинах горных рек, присутствует не везде. Террасы обычно односторонней локализации цокольные, с выраженными уступами, относительная высота которых колеблется от 2 до 80 м. В долинах крупных притоков р. Амур, в их нижнем течении, террасы вложенные и прислоненные. Террасы первого уровня наиболее распространены на крупных и малых реках и достигают относительной высоты над урезом воды от 5 до 15 м. Они ограничиваются уступами и тыловым швом, имеют ровную сухую субгоризонтальную или пологонаклоненную к пойме и 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 преимущественно на самых крупных реках – Амгунь, Ясман, Усалгин и др. Высота их колеблется от 15–20 до 25–40 м. Бровка этих террас выражена отчетливо, а тыловой шов сглажен и затянут делювиальными шлейфами. Поверхности сухие, ровные, имеют заметный наклон в сторону реки.

Поверхности аллювиально-пролювиальных шлейфов наиболее распространены в обрамлении оз. Удыль, в средних течениях рек Тывлинка и Бекчи, и широкой полосой по правобережью р. Малахта. Это широкие пологонаклонные сухие равнины шириной от нескольких десятков метров до 2 км, созданные смешанной аллювиальной и склоновой аккумуляцией. Их поверхности имеют слабый эрозионный параллельно-бороздчатый рисунок, созданный мелкими водотоками.

*Пролювиально-делювиальные шлейфы* распространены в основании практически всех склонов средней крутизны и пологих. Они отделены от склонов плавными перегибами. Поверхность шлейфов, шириной от 1 до 6 км, ровная, незначительно расчленена ложбинами временных водотоков и почти повсеместно залесена. Уклон в сторону водотоков от подножия склонов не превышает 5–7°.

*Комплекс озерных террас* распространен в обрамлении озер Удыль, Орель и Чля. Они представляют собой ровные полого спускающиеся к воде поверхности, слабо затронутые эрозией, которые по берегам превращаются в ровные песчаные пляжи.

*Комплекс морских террас* развит вдоль побережья Татарского пролива, преимущественно в бухтах и, наиболее широкая (от 10 до 25 км) на перешейке между заливами Николая и Александры. 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 Татарского пролива протягивается узкий валунно-галечниковый пляж, а у низких берегов рек и бухт песчаные косы и низкие длинные, параллельные берегу острова шириной в среднем от 10 до 300 м, периодически затапливающиеся приливами. Поверхности кос и островов бугристые, с песчаными дюнами и небольшими мелкими озерцами.

### **Рельеф поверхности охотоморского шельфа\***

Рельеф дна Охотского моря на рассматриваемой площади определяется блоковым характером неоструктуры, размахом новейших движений и режимом осадконакопления в сочетании с разнообразными экзогенными процессами. Ввиду принадлежности площади к тектонически активному региону структурные факторы играют ведущую роль. Шельф разнообразен по своему строению. Он подразделяется на прибрежный (син.: верхний или внутренний) и погруженный (син.: внешний, верхний, переуглубленный или глубокий) [Астахов, 1986, Сваричевский, Белоус 2001, Тихий океан, 1982 и др.]. В целом же, подобный тип перехода от континента к океану А.С. Сваричевский [2001] относит к континен-



тальному типу, характерными чертами которого являются ступенчатое строение, наличие верхнего и нижнего шельфа, разделенных откосом.

Прибрежный шельф представлен:

- дном крайне мелководных (до 10 м) заливов, проливов и бухт;
- пологонаклонными и субгоризонтальными относительно мелководными (до 60-70 м) равнинами дна Сахалинского и Ульбанского заливов, а также залива Академии и других, меньших по размерам;
- наклонными и реже субгоризонтальными равнинами открытого шельфа (глубины до 140-160 м).

Уклоны дна в крайне мелководных заливах, проливах и бухтах ничтожны. Значительные пространства дна их, бывают заняты осушками. В Сахалинском заливе уклоны составляют 0,0005-0,0007. Они возрастают только на отдельных участках подводного берегового склона, в частности у побережья полуострова Шмидта. В открытой части внешнего шельфа уклоны дна составляют в 0,0008-0,002.

В рельефе прибрежного шельфа запечатлены черты как субаэрального этапа развития - времени последней крупной регрессии позднего неоплейстоцена, так и сменившего ее субаквального этапа, когда море довольно быстро затопило сушу, в разной степени переработав континентальный рельеф. В Татарском проливе, Сахалинском заливе и на выходе из залива Академии зафиксированы подводные долины – реликты субаэральной речной сети, частично сохранившиеся со времен последнего ледниковья, когда мелководные области, по крайней мере, до глубин 100-120 м представляли собой сушу. Не на всем протяжении долины прослеживаются одинаково хорошо, характерны перерывы, обусловленные абразионно-аккумулятивной переработкой при временной стабилизации уровня моря в ходе трансгрессии. На выходе из залива Николая всяческое устье подводного продолжения реки Усалгин, по-видимому, обусловленное вертикальными смещениями по разлому.

На шельфе зафиксированы древние береговые линии значительной протяженности, зачастую представленные абразионными уступами [Вейнбергс, 1982]. На глубинах до 80 м выявлены и многочисленные продольные аккумулятивные формы, фиксирующие разные стадии стояния уровня морского бассейна. Типичны аккумулятивные формы и для современного побережья. В частности, по периферии Сахалинского залива это косы и пересыпи, отчленяющие пространство прибрежных лагун. Образующий их материал, в том числе, поступает из устья Амура [Харахинов 2010]. Для формирования облика современного рельефа всей прибрежной части материка и островов существенное значение, помимо морских волн, имеют приливы и отливы.

Прибрежный шельф Восточного Сахалина представляет собой наклонную равнину с уклонами около 0,002 – 0,003. На отметках около 100 м наклонная равнина сменяется более пологой наклоненной. Последняя, на отметках около -150 м обрывается границей погруженного шельфа. По А.С. Сваричевскому [2001], на глубине около 700 м намывной характер аккумуляции на склоне глубоководной впадины сменяется оползневой, а на траверсе перешейка полуострова Шмидта выявлена циркообразная депрессия<sup>2</sup>, склоны которой представляют собой стенки отрыва оползня. Само же тело оползня расположено в средней части депрессии.

Погруженный шельф имеет больший наклон поверхности (0,003-0,03), нежели прибрежный, и отличается более сложным строением. От западной его границы в восточном направлении развита наклонная равнина (откос, по А.С.Сваричевскому [2001], в пределах которой наблюдается последовательное возрастание уклонов дна до границ впадины Дерюгина. Наклонная равнина осложнена несколькими подводными долинами и округлой впадиной с глубинами около 350 м, а также двумя небольшими плосковершинными возвышенностями. Еще одна подобная возвышенность располагается восточнее на северном склоне впадины Дерюгина. И долины, и плосковершинные возвышенности рассматриваются как реликты существовавшей здесь некогда суши. Впадина Дерюгина является наиболее крупным и выразительным элементом погруженного шельфа. В границы листа входит лишь ее крайняя северо-западная часть с глубинами более 880 м, в то время как на основной площади отметки во впадине превышают – 1500 м. Склоны впадины в границах листа имеют высоту до 500 м. С северо-запада в нее открывается трогообразный желоб. Ширина его по дну составляет около 10 км. Плоское днище желоба, окруженное крутыми высокими склонами, имеет пологий наклон в сторону впадины. На дне ее выделены своеобразные микроформы, которые первоначально были определены Г.Б. Удинцевым и А.П. Лисицыным как затопленные береговые валы [Сваричевский, 2001]. Также (уже за восточной рамкой листа) на дне впадины выявлены баритовые холмы.

Граница, разделяющая прибрежный и погруженный шельфы в рамках листа состоит из трех взаимно перпендикулярных отрезков. Северный - субмеридиональный - представлен отчетливой бровкой на глубинах около 160 м, следующей вдоль меридиана 140°30' С юга к нему кулисообразно примыкает субширотный отрезок, протягивающийся примерно вдоль широты 55°20'. Здесь граница двух частей шельфа представляет собой сложно построенный уступ переменной высоты. В западной его части высота составляет около 30 м, а бровка лежит на глубинах около 130 м. В восточном направлении бровка по-

<sup>2</sup> В масштабе геоморфологической схемы не выражена.

гружается до 180-200 м, а в основании уступа появляется еще один более крутой уступ, показанный на геоморфологической схеме немасштабным знаком. Около 142<sup>0</sup> в.д. бровки обоих уступов сливаются. При этом выше по склону на отметках около 150 м появляется еще одна отчетливая бровка, прослеживаемая в субширотном направлении до западного склона впадины Дерюгина. Здесь граница прибрежного и погруженного шельфа вновь меняет свое простирание на меридиональное. Вдоль восточного побережья Сахалина она прослеживается очень четко и представлена крутым уступом высотой более 500 м.

Торцовое сочленение отрезков границы двух частей шельфа и кулисный характер субширотного отрезка, обусловлены сложной разломно-блоковой неоструктурой. Она ярко проявлена и у побережья полуострова Шмидта, где контролирует его береговую линию, а также определяет крутые уклоны прибрежных склонов, и их мезорельеф. При этом ложбины приурочены к разломам, а поднятия отвечают разделяемым ими блокам [Харахинов, 2010]. Конфигурация береговой линии обусловлена геологической структурой и на ряде других участков островного и материкового побережья. Так заливы Николая, Байкал, Помрь, Пильтун, приурочены к тектоническим депрессиям.

Морфологический каркас подводной поверхности образован линиями выпуклого и вогнутого перегиба поперечного профиля дна, которые являются основными границами морфологически и генетически однородных поверхностей. Реже в качестве таких границ выступают древние береговые линии и подводные долины. И те, и другие при построении геоморфологической схемы масштаба 1:2 500 000 заимствованы, в основном, из предшествующих работ более детальных масштабов [Вейнбергс, 1978; Казазаев, 2002; Рязанцев, 1984; Шпеталенко, 1973; Шмулев, 1976, 1978, 1980].

Батиметрическая основа листа масштаба 1:1 000 000 предоставляет достаточные возможности для выявления морфологической структуры рельефа, но данных для уверенной генетической и возрастной трактовки выделенных морфологически однородных поверхностей недостаточно. Поэтому за пределами мелководной части шельфа она выполнена со значительной долей условности. Выделены следующие основные генетические группы: денудационная (включая конструктивно-денудационную подгруппу), денудационно-аккумулятивная и аккумулятивная.

**Денудационный рельеф** представлен восемью категориями. Наиболее молодые из них, связываются с завершающими средне- и позднеголоценовыми стадиями последней послеледниковой трансгрессии (фландрской). Следы ее сосредоточены вблизи современной береговой линии. Это площадка абразионной террасы у западного берега Сахалинского залива и отдельные участки прибрежного подводного склона у острова большой Шантар, в Ульбанском заливе и заливе Академии. Несколько более древний возраст имеют

расположенные мористее абразионные, лишь частично перекрытые маломощным плащом наносов террасы в заливах Академии и Александры на глубинах 30-50 м.

Предположительно абразионными являются плоские вершинные поверхности возвышенностей на погруженном шельфе (у северной рамки листа) с глубинами около 170 м. По-видимому, денудационными, окончательно сформированными уже в субаквальных условиях, являются крутые склоны этих возвышенностей. К эрозионно-денудационным поверхностям субаквального происхождения отнесены относительно крутые склоны расположенной на погруженном шельфе узкой вытянутой в широтном направлении депрессии, которая сопровождается низовья подводной долины.

*Конструктивно-денудационная подгруппа* представлена двумя категориями склоновых поверхностей. Основанием для отнесения их к данной подгруппе являются характерные морфологические признаки: сравнительно большие уклоны, прямолинейность и торцовые сочленения, а также приуроченность склонов данной категории к известным разрывным нарушениям. Прибрежные конструктивно-денудационные склоны, развитые вдоль побережья полуострова Шмидта, отличаются сравнительно меньшими уклонами и высотой, по сравнению с теми, которые развиты на погруженном шельфе и вдоль его верхней границы. Для новейшей структуры Охотского моря характерно наличие наложенных дислокаций, имеющих секущие направления по отношению к предшествующему структурному плану [Семакин, Кочергин, 2004]. Не является исключением и структурная зона, выраженная в рельефе как граница прибрежного и погруженного шельфа.

**Денудационно-аккумулятивная группа** объединяет поверхности, при определении генезиса которых на основании имеющихся материалов затруднительно выявить примат денудации или аккумуляции, и которые, вероятно, созданы при совместном действии этих агентов. Рассматриваемая группа поверхностей включает семь категорий. Это абразионно-аккумулятивные террасовидные поверхности и склоны у побережья и на прибрежном шельфе, а также к востоку от Сахалина. К северу от заливов Александры и Сахалинского на глубинах 60-80 м узкой полосой протягивается склон, в пределах которого предшествующими работами зафиксирована серия древних береговых линий, представленных на большем своем протяжении абразионными уступами. Береговые линии располагаются на глубинах 59-61, 68-70 и 78-80 м. К денудационно-аккумулятивной группе поверхностей предположительно отнесены две категории склонов: со средними и относительно крутыми уклонами, расположенные к северу от полуострова Шмидта. На погруженном шельфе к смешанной группе отнесены склоны со средними уклонами, предположительно созданные при участии гравитационных процессов, а также северный склон впадины Дерюгина.

**Аккумулятивная группа** объединяет наибольшее число категорий поверхностей, выделенных как на прибрежном, так и на погруженном шельфе, а также к востоку от острова Сахалин. Самыми молодыми из них являются равнины, развитые в эстуарии Амура (аллювиально-морские) и на дне мелководных заливов, проливов и бухт (аллювиально-морские и морские). В их формировании большую роль играет приливно-отливная деятельность моря. Голоценовые морские пологонаклонные равнины окаймляют побережье Сахалинского залива, мористее его дно образовано полого-наклонными равнинами предшествующей стадии фландрской трансгрессии. Севернее полуострова Шмидта на глубинах около 50 м развита субгоризонтальная равнина. Аккумулятивный склон на глубинах до 100 м окаймляет с востока побережье острова Сахалин. Он не расчленен по возрасту, за исключением самой южной части, где на глубинах 25-50 м выявляется террасовидная равнина, разделяющая его по высоте на две части. В относительных понижениях дна Ульбанского и Сахалинского заливов по морфологическому облику и приуроченности к подводным долинам выделены аллювиально-морские поверхности. Они расположены поперечно относительно прочих поверхностей морского генезиса. Обширные пространства к северу от залива Александры занимает подковообразная в плане, полого наклоненная в сторону погруженного шельфа, аккумулятивная равнина на глубинах 80-140 и более метров, сформированная на ранних стадиях фландрской трансгрессии. Аномально глубокое батиметрическое положение ее нижней части, возможно, связано с тектоническим погружением расположенной севернее части шельфа. В северо-западной части листа на глубинах 80-90 м развита широкая субгоризонтальная морская аккумулятивная равнина.

К западу от бровки погруженного шельфа к аккумулятивной группе отнесена субгоризонтальная поверхность на глубинах 140-160 м. В пределах же самого погруженного шельфа это несколько небольших террасовидных площадок, ограниченных бровкой впадины Дерюгина. В их строении, помимо нормальных морских осадков, по-видимому, принимают участие и гравитационные массы, поступающие с окрестных склонов. Наиболее глубокое батиметрическое положение занимают аккумулятивные поверхности в днище впадины Дерюгина и на дне открывающегося в нее желоба.

История развития рельефа уверенно прослеживается лишь на позднеплейстоценовой стадии. Более ранние этапы остаются предметом дискуссии. Центральная часть Охотского моря (массив Охотия) до середины миоцена, как полагают, являлся континентальной сушей, с которой осуществлялся снос материала в окружающие пространства Камчатки, Курил и Сахалина [Морфоструктура и морфоскульптура, 1986]. Общий каркас современной неоструктуры оформился в несколько этапов. Окончательное обособление областей погружения началось с конца позднего миоцена и происходит до настоящего

времени [Свинников, Ващенко, 2008]. Основные черты современного рельефа прибрежной суши наметились на рубеже позднего плиоцена и раннего неоплейстоцена, а на Сахалине – в раннем неоплейстоцене [Геологическое строение. т. 8.1984]. Широкое распространение суши в это время сменилось наступлением моря, глубина проникновения которого на сушу определялась блоковой неоструктурой. В среднем плейстоцене, особенно в регрессивные фазы, площади суши превышали современные за счет пространств шельфа. В позднем неоплейстоцене в связи со значительными колебаниями уровня Мирового океана соотношение моря и суши неоднократно менялось. Конец неоплейстоцена ознаменовался крупной регрессией, размах которой оценивается по-разному. По максимальной оценке, падение уровня моря составило около 110м [Каплин, Селиванов 1999]. Считается доказанным, что во время последней позднеплейстоценовой регрессии Сахалинский залив и Татарский пролив представляли собой сушу. В подводном рельефе сохранились субаэральные речные долины и древние береговые линии на глубинах 17-18, 21-24, 30-38, 59-61, 68-70 и 78-80 м. Следы береговых линий на отметках – 7-9 и -13-15 м присутствуют в Сахалинском заливе и заливе Академии, но выражены нечетко. Большинство из перечисленных береговых линий являются голоценовыми и фиксируют стадии стояния трансгрессировавшего послеледникового бассейна. Тем не менее, по данным радиоуглеродного анализа, не исключается и более древний возраст части из них (например, каргинский) [Каплин, Селиванов, 1999]. Формирование облика современного побережья определилось в сложном взаимодействии тектонических и экзогенных процессов. На участках поднятий, в частности, в Ульбанском и Тугурском заливах, имела место относительная регрессия. Голоценовая трансгрессия развивалась быстро и, как полагают, захватила и прибрежную часть современной суши, где оставило береговые формы на отметках +5-6 м. В современной береговой зоне формируется волновой рельеф со специфическими чертами, обусловленными приливно-отливной деятельностью моря. Связанные с ней колебания уровня моря обусловили значительную ширину литорали (на относительно отмелых участках до нескольких километров). При этом сформированы по крайней мере три террасовидные поверхности:

- нижняя аккумулятивная, обусловленная наличием баров, валов и кос на уровне близком к нулевым отметкам;
- средняя абразионная, расположенная выше нулевой отметки;
- верхняя аккумулятивная (штормовые валы, аллювиальные, озерные, болотные отложения) на отметках около 1-3м выше сизигийного прилива [Астахов, 1986].

Морские берега в западной части площади отличаются изрезанностью и на значительном протяжении имеют риасовый характер. Выступы береговой линии обусловлены

геологической структурой. Береговая линия Сахалинского залива, напротив, существенно выровнена. Для южной его части и восточного побережья Сахалина характерны многочисленные лагуны, отшнурованные песчаными пересыпями (наиболее крупные Пильтун и Чайво).

Современные опасные природные процессы на рассматриваемой площади связаны, главным образом, с сейсмической активностью региона, которая провоцирует и более интенсивное проявление экзогенных процессов. На морском дне это, в частности, гравитационные смещения разной интенсивности. На побережье опасные процессы связаны с разрушением морских берегов.

---

\*Материал - Лопатин Б.Г. 2014.

## **6. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

На территории листа N-54 известны месторождения золота, углеводородного сырья, железа, торфа, алунита, строительных материалов, подземных вод, проявления, пункты минерализации, шлиховые и геохимические ореолы и потоки хрома, меди, свинца, молибдена, вольфрама, олова, серебра, ртути, мышьяка, урана и редких земель. Важнейшими из них является нефть и горючие газы Северного Сахалина, коренное и россыпное золото Нижнего Приамурья. На территории эксплуатируются коренные месторождения золота: крупное Многовершинное и среднее – Белая Гора, известны 4 мелких месторождения, более 120 проявлений, до 150 россыпных месторождений. Многие проявления золота перспективны для выявления промышленных месторождений. Россыпные месторождения эксплуатируются с 70-х гг. XIX столетия. В настоящее время большая часть русловых и долинных мелкозалегающих россыпей отработана; перспективы связаны с расширением добычи рудного золота, изучением и вовлечением в добычу глубокозалегающих и погребенных россыпей. В главе дано описание основных, типичных объектов полезных ископаемых. Информация по всем объектам помещена в БД "Полезные ископаемые". Минерагеническое районирование листа N-54 проведено на основе схем районирования, разработанных при составлении серийных легенд ГГК-200/2 и Легенды Дальневосточной серии листов ГГК-1000/3. В данной главе определения основных объектов и описание приняты по «Методическому руководству по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 третьего поколения».

### **ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ**

#### **Нефть, газ, газоконденсат**

Углеводородное (УВ) сырье имеет огромное значение в народном хозяйстве, нет отрасли, где бы не применялись нефтепродукты. Главным в использовании нефти и газа является энергетическое направление. В пределах листа нефтегазоносными являются акватория Охотского моря и Северный Сахалин. В нефтегеологическом отношении они принадлежат северо-западной которой выделены три крупных элемента нефтегеологического районирования: Северо-Сахалинская нефтегазоносная область (НГО), Охотско-Шантарская и Дерюгинская потенциально нефтегазоносные области (ПНГО).



Северо-Сахалинская НГО является единственной на Дальнем Востоке, где добываются нефть, газ и конденсат. В пределах территории листа N-54, на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского моря известно 54 месторождения и 4 проявления углеводородного сырья. Из них нефтяных – 10, газовых – 8, газоконденсатных – 5, нефтегазовых – 20, остальные 11 – нефтегазоконденсатные. Почти все разведанные месторождения УВ сырья расположены в северочасти Охотской нефтегазоносной провинции (НГПр), в составе восточной части о. Сахалин.

Промышленные залежи УВ сырья разведаны в отложениях олигоцен-позднемиоценового возраста в интервале глубин от 80 м (Центральная Оха) до 4850 м (Усть-Эвай), но подавляющая часть запасов нефти (95%) и газа (80%) находится на глубинах до 3000 м. Практически все месторождения многопластовые (до 10 и более пластов) и приурочены к антиклинальным складкам замкнутой или полужамкнутой формы, осложненным крупными разрывными нарушениями. Практически все залежи нефти и газа связаны со сводовыми и тектонически - экранированными ловушками.

Породы-коллекторы месторождений представлены осадочными горными породами: песчаниками, песчанистыми алевролитами и песчано-глинистыми алевролитами различной степени отсортированности, зернистости и уплотнения. В большинстве своем залежи нефти и газа приурочены к коллекторам порового типа, исключение составляет месторождение В. Кайган, где встречен трещинно-поровый тип коллектора.

Нефти сахалинских месторождений характеризуются разнообразием физико-химических свойств и группового углеводородного состава. Преобладают запасы легких (64.7%), маловязких (82%), малосернистых (98.7%) и малопарафинистых (70%) нефтей. Отличаются они высокими выходами светлых нефтепродуктов, значительным удельным весом высокооктановых бензинов и ценных масел, низкими потерями в процессе переработки. Основной объем тяжелой высоковязкой нефти содержат пласты месторождения Центральная Оха. Высокопарафинистую нефть содержат пласты месторождений: им. Р.С. Мирзоева, Нижнее Даги и Восточное Даги. Свободные газы по своему составу, в основном, метановые.

По величине извлекаемых запасов УВ (в пересчете на условное топливо) 4 месторождения на шельфе относятся к категории крупных (Пильтун-Астохское, Чайво, Одопту-море, Аркутун-Дагинское). К категории средних относится 7 месторождений на суше (Монги, Центральная Оха, Эхаби, Восточное Эхаби, Тунгор, Колендо, им. Р.С. Мирзоева). Остальные 43 месторождения относятся к категории мелких, т.е. около 80% месторождений Северо-Сахалинской нефтегазоносной области в пределах территории листа N-54 содержат извлекаемые запасы УВ менее 10 млн.т. условного топлива.

Сведения о балансовых извлекаемых запасах углеводородного сырья территории листа N-54 приведены в таблице 6.1:

**Таблица 6.1**

**Балансовые извлекаемые запасы углеводородного сырья, разведанные на территории листа N-54 по состоянию на 01.01.2009 г.**

Оцениваемая территория	Виды УВ сырья	Единица измерения	Балансовые запасы по категориям		
			A + B + C1	C1	C2
Суша	Нефть	Тыс.т	21770		6809
	Свободный газ	Млн.м <sup>3</sup>	34436		8110
	Конденсат	Млн.м <sup>3</sup>	1229		219
Шельф	Нефть	Тыс.т		149954	142811
	Свободный газ	Млн.м <sup>3</sup>		600995	252377
	Конденсат	Млн.м <sup>3</sup>		45363	19873

Эксплуатация месторождений осуществляется в основном на суше о.Сахалин. Добыча нефти на прилегающем шельфе начата в 1998 г. ОАО «Роснефть-Сахалинморнефтегаз», приступившим к разработке месторождения Одопту-море (Северный купол) при помощи наклонных скважин, пробуренных с суши. В июле 1999 г., в рамках проекта «Сахалин-2», компания «Сахалин Энерджи Инвестмент Компани, ЛТД» начала добычу нефти на месторождении Пильтун-Астохское со стационарной добывающей платформы. Ресурсы нефти и газа на шельфе превышают ресурсы суши, соответственно, в 25 и 57 раз. На основе запасов природного газа сахалинского шельфа с учетом основных вариантов их освоения разработан проект Федеральной программы газификации Сахалинской области, Хабаровского и Приморского краев. Он имеет два основных направления. Первое – перевод с угля на газ тепловых и электрических станций, что приведет к повышению стабильности энергоснабжения промышленной сферы, снижению себестоимости электроэнергии и значительному уменьше-

нию количества вредных выбросов в атмосферу. И второе – широкое использование газа в коммунальной сфере.

Всего в разработке находится 32 месторождения. Достигнутые коэффициенты извлечения нефти на разрабатываемых месторождениях суши изменяются от 0.015 до 0.56, составляя в среднем 0.224, для залежей шельфа они проектируются в пределах от 0.1 до 0.42, составляя в среднем 0.225.

В настоящий момент большинство месторождений суши находится в завершающей стадии разработки, которая характеризуется падением уровня добычи нефти, ростом ее обводненности (Северная Оха – 91%) и ухудшением технологических свойств газовых залежей.

Большая часть добываемой нефти и конденсата по нефтепроводу направляются на нефтеперерабатывающий завод в г. Комсомольск-на-Амуре. Часть сырой нефти с месторождений Северного Сахалина и вся нефть Пильтун-Астохского месторождения отправляются на экспорт, причем количество продаваемой нефти увеличивается. Основной объем газа отправляется потребителям Хабаровского края по газопроводу Оха – Комсомольск-на-Амуре.

Ниже приводится краткая характеристика основных разрабатываемых месторождений.

Нефть. Нефтяное месторождение Центральная Оха (IV-5-12) находится в пределах г. Охи. Месторождение открыто в 1910 г., разрабатывается с 1923 г., до 1925 г. Разработка проводилась японскими предпринимателями. С 1925 г. эти работы японцы осуществляли по концессионному договору. В 1928-1944 гг. на площади проводилась совместная разработка залежей и изучение площади японскими и советскими специалистами. С 1944г. все работы на месторождении осуществлялись трестом «Сахалиннефть». Промышленная нефтеносность установлена в 14 терригенных, в основном песчаных, пластах нутовской свиты, залегающих на глубинах 10-800 м. Залежи нефти приурочены к отдельным блокам. Всего выявлено 129 залежей: от 2 до 8 залежей в блоке. Нефти месторождения тяжелые (0,943-0,885 г/см<sup>3</sup>), вязкие, мало-сернистые, малопарафинистые, смолистые. Первые годы разработка залежей осуществлялась на естественном режиме растворенного газа с переходом на гравитационный. В 1968 г. начато промышленное внедрение теплового метода – создание тепловых оторочек путем закачки пара. Таким методом разрабатывалось 10 объектов, текущий коэффициент извлечения нефти по ним от 0,224 до 0,497, в среднем 0,313. В виду эффективности применения тепловых оторочек с паратепловым воздействием намечается разработка 48 объектов, всего 58 объектов.

Начальные суммарные запасы (ABC<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>) нефти составляют 43,554/7,043 млн т(\*).

Нефтяное месторождение Одопту-суша (IV-6-8) расположено в 30 км к югу от г. Охи. Месторождение открыто в 1955г. Введено в разработку в 1973г. В тектоническом отношении месторождение приурочено к одноименной структуре, входящей в состав Одоптинской анти-

---

\* Здесь и далее: в числителе геологические, в знаменателе – извлекаемые запасы.

клинальной зоны, основная часть которой находится в акватории Охотского моря (месторождение Одопту-море). Продуктивными являются отложения окобыкайской свиты. Всего на месторождении выявлено 6 продуктивных горизонтов, содержащих 18 залежей нефти. Все залежи пластовые сводовые, частично тектонически и литологически экранированные. Коллекторами являются песчаники и в меньшей степени песчаные алевролиты. Все залежи месторождения с самого начала разработки эксплуатируются при пластовых давлениях ниже давления насыщения. Текущие коэффициенты нефтеизвлечения изменяются по залежам от 0.06 до 0.23. Практически все они находятся в поздней стадии процесса эксплуатации.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 6,637/0,472 млн т, свободного газа 0,948 млрд м<sup>3</sup>.

Нефтяное месторождение Восточно-Байкальское (IV-5-19) расположено в 25 км юго-западнее города Охи, открыто в 1986 г. и находится в промышленной разведке (А.А. Коноваленко, 2001г.). Оно приурочено к «kozyрьковой» структуре на западном крыле Волчинской мегантиклинали. Размеры складки по кровле XXV пласта – 5x15 км. В южном блоке пробурена поисковая скважина глубиной 3722 м. Промышленная нефтеносность установлена в отложениях дагинской свиты, где выявлены три продуктивных горизонта (XXIII, XXIV, XXV) на глубине 3401-3554 м с дебитом нефти 135 м<sup>3</sup>/сут на 7 мм штуцере. Удельный вес нефти – 0,823 г/см<sup>3</sup>, вязкость – 2,58 сП; содержание серы 0,1%, парафинов – 1,45%, смол и асфальтенов – 0,12%.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 0,450/0,110 млн т.

Нефтяное месторождение Восточно-Кайганское (IV-6-2) расположено в 7 км к востоку от города Оха, открыто в 1989 г. и находится в промышленной разведке. Оно приурочено к одноимённой асимметричной брахиантиклинальной складке размерами 3x1,5 км. Одна поисковая скважина в отложениях окобыкайской свиты вскрыла пластовые, тектонически-экранированные залежи нефти в интервалах глубин 3031-3390 м с дебитом нефти 33 т/сут на 10 мм штуцере (плотность нефти 0,86 г/см<sup>3</sup>). На глубине 1100-2000 м предполагаются новые продуктивные горизонты, по ним оценены прогнозные ресурсы на 1.01.19982001 г. в количестве 60473 тыс. т (геологические) и 12039 тыс. т – извлекаемые.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти на 1.01.2009 г. составляют 3,643/0,784 млн т.

Нефть и газ. Нефтегазовое месторождение Мухто (V-6-6) расположено в 80 км южнее г. Охи, открыто в 1959 г., с 1959 по 1963 гг. находилось в пробной эксплуатации. Промышленная разработка производится с 1963 г. В тектоническом отношении месторождение приурочено к одноименной складке, входящей в состав Паромайской антиклинальной зоны, которая представляет собой крупную брахиантиклиналь, вытянутую в меридиональном направлении.

Месторождение отличается сложным строением, обусловленным многочисленными разрывными нарушениями различных амплитуд и направлений. На месторождении в поднадвиговой части структуры выявлено 19 продуктивных пластов, содержащих нефтяные и газовые залежи в окобыкайской и нутовской свитах. Продуктивные пласты разбиты на тектонические блоки, в которых сосредоточено 83 залежи. Глубина залегания залежей от 189 до 1713 м. Основной режим работы залежей нефти напорный за счет давления растворенного газа. Текущий коэффициент извлечения нефти составляет – 0,24. Закачка воды для поддержания пластового давления осуществляется в залежи 4 пластов, остальные залежи работают на естественном режиме. Товарная нефть месторождения является малосмолистой, малосернистой, малопарафинистой и поэтому является хорошим сырьем для переработки на нефтеперерабатывающем заводе.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 14,804/0,689 млн т, свободного газа 0,175 млрд м<sup>3</sup>.

Нефтегазовое месторождение Гиляко-Абунан (IV-5-22) расположено в 15 км юго-западнее г. Охи. Месторождение открыто в 1950 г., введено в разработку в 1952 г. Месторождение имеет сложное геологическое строение. Многочисленными разрывными нарушениями, в основном, сбросо-сдвигового типа структура разбита на ряд блоков, смещенных относительно друг друга. Продуктивными являются отложения дагинской, окобыкайской и нутовской свит, залегающих на глубинах от 250 до 2700 м. Всего на месторождении выявлено 89 залежей, из которых 37 газовых, 38 чисто нефтяных, 13 с газовой шапкой и 1 – газовая с нефтяной оторочкой. Залежи относятся к пластовым, тектонически экранированным, частично литологически ограниченными. Коллекторы месторождения порового типа, представлены песчаниками, алевролитами и алевроито-песчаниками, с открытой пористостью от 11,6 до 35%, проницаемостью – от 2 до 3000 мД. С 1952 по 1975 гг. осуществлялась разработка нефтяных и газовых пластов южной части месторождения в пределах III-IV блоков. С 1976 г. по настоящее время осуществляется промышленная разработка нефтяных залежей V-XV блоков. Достигнутые коэффициенты нефтеизвлечения по залежам изменяются от 0.9 до 0.44.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 4,144/0,415 млн т, свободного газа 1,092 млрд м<sup>3</sup>.

Нефтегазовое месторождение Кыдылань (V-6-4) расположено на северо-восточном побережье, в 80 км южнее г. Охи. Месторождение открыто в 1961г. С 1962г. находилось в опытно-промышленной разработке, с 1965г. введены в разработку нефтяные залежи, с 1982г. началась разработка газовых залежей. Кыдыланьинская структура расположена на северном окончании Паромайской антиклинальной зоны. Месторождение представляет собой сложно построенную асимметричную антиклинальную складку. Промышленная нефтегазоносность

установлена в терригенных отложениях нутовской и окобыкайской свит миоцена. В разрезе выделено 23 продуктивных горизонта, содержащих 141 залежь нефти и газа, в том числе 93 газовых, 30 нефтяных и 18 газонефтяных. Верхние горизонты разреза содержат только газовые залежи. Нефтяные залежи, как правило, приурочены к периклиналям и крыльям структуры. Залежи пластовые сводовые, тектонически и литологически экранированные. Наиболее высокими фильтрационно-емкостными свойствами обладают верхние горизонты, вниз по разрезу наблюдается закономерное снижение пористости и проницаемости. Положение контактов горизонтальное. В целом нефти месторождения Кыдыланы относятся к легким, малосмолистым, парафиновым (парафина до 6,2%), малосернистым, с высоким выходом светлых фракций. Некоторые залежи выработаны полностью. Текущие коэффициенты нефтеотдачи по отдельным залежам составляют 0.05-0.25.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 7,372/0,920 млн т, свободного газа 3,487 млрд м<sup>3</sup>.

Нефтегазовое месторождение Некрасовка (IV-5-7) расположено в 27 км западнее города Охи, открыто в 1957 г., подготовлено для промышленного освоения (разработка залежи с 1958 г. велась на режиме растворенного в нефти газа). Приурочено к одноименной брахиантисклинали складке асимметричного строения. Размеры складки 15x3 км, амплитуда около 1000 м. Промышленная нефтегазоносность (13 залежей) связана с отложениями нутовской свиты (на глубине от 1547 до 2509 м). Дебит нефти 58,5 м<sup>3</sup>/сут, удельный вес нефти – 0,802-0,877 г/см<sup>3</sup>, вязкость – 0,25-6,9 сП. В нефти содержание серы составляет 0,13-0,21%, парафинов – 1,4-3%. Выход фракций при температуре до 3000С составляет 51-84%. Дебит газа до 93 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Газ метановый (84-93,5%), содержит 0,8-3,4% этана; 1,1-4,2% азота; 0,9-2,7% углекислого газа; 0,3-2,7% пропана. Залежи пластовые тектонически экранированные.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 1,896/0,438 млн т, свободного газа 0,924 млрд м<sup>3</sup>.

Нефтегазовое месторождение Волчинка (IV-5-30) расположено в 80 км юго-западнее города Охи, открыто в 1963 г. и эксплуатируется с 1968 г. Приурочено к одноименной асимметричной антиклинали, размеры которой по кровле XIV пласта составляют 2,2x2,5 км. Промышленные залежи нефти и газа установлены в отложениях дагинской и окобыкайской свит. Дебит газа 75-300 тыс. м<sup>3</sup>/сут. В газе содержится 95-98% метана; 0,2-1,6% этана; 0,1-0,25% углеводородов; 0,73-6,9% азота; 0,2-0,77% углекислого газа. Дебит нефти от 1,3-1,7 до 75,7 т/сут, удельный вес – 0,841-0,865 г/см<sup>3</sup>, вязкость – 2,6-5,3 сП, выход фракций при температуре до 3000С изменяется в пределах 64-73%. Углеводороды (в %): метановые – 24; нафтеновые – 45; ароматические – 31. В нефти 0,1-0,35% серы; 0,68-5,92% парафинов; 2,2-3,2% силикагелевых смол. Залежи пластовые, тектонически экранированные.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 1,618/0,043 млн т, свободного газа 1,406 млрд м<sup>3</sup>.

Газонефтяное месторождение Колендо (IV-5-6) расположено на перешейке полуострова Шмидта. Месторождение открыто в 1961г., разрабатывается с 1964г. В тектоническом плане месторождение приурочено к одноименной брахиантиклинальной складке. Промышленные запасы нефти и газа установлены в отложениях окобыкайской свиты, где выявлено 15 продуктивных пластов. Залежи газа пластовые сводовые, залежи нефти и газонефтяные – пластовые сводовые, пластовые литологически экранированные. Выделено 7 нефтяных объектов разработки, из которых основными объектами являются залежи XVII+XVIIa пластов. К ним приурочено 82,3% балансовых запасов нефти всего месторождения. Текущий коэффициент извлечения нефти в целом по месторождению достигнут 0,44. Запасы свободного газа в газовых шапках выработаны.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 12,416/0,147 млн т, свободного газа 0,044 млрд м<sup>3</sup>.

Газонефтяное месторождение Восточное Эхаби (IV-6-3) расположено в 12 км юго-восточнее г. Охи. Месторождение открыто в 1937 г., разрабатывается с 1947 г. Промышленная нефтеносность связана с песчано-глинистыми отложениями нутовской, окобыкайской и дагинской свит. Нефти по разрезу (сверху вниз) изменяются от тяжелых до легких. Месторождение разделено на надвиговую и поднадвиговую части, представляющие по сути самостоятельные месторождения, и ранее запасы по ним были представлены и подсчитаны раздельно. Продуктивные пласты не выдержаны и заменяются глинисто-алевритовыми породами, образуя самостоятельные залежи. Разрывные нарушения привели к образованию самостоятельных блоков с формированием нескольких залежей в продуктивных пластах. Всего на месторождении открыто 95 залежей нефти. Процесс разработки нефтяных залежей происходил преимущественно на режиме растворенного газа с некоторым влиянием упруговодонапорного режима. В настоящее время залежи находятся в поздней стадии разработки.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 56,001/0,518 млн т, свободного газа 1,977 млрд м<sup>3</sup>.

Газонефтяное месторождение Западное Сабо (V-5-9) расположено в 68 км к югу от г. Охи. Месторождение открыто в 1961г., введено в разработку в 1964 г. Месторождение имеет сложное строение. Структура разбита пятью основными нарушениями сбросового характера, разделяющими месторождение на 6 основных продуктивных блоков, ступенчато погружающихся к северу. В геологическом строении месторождения принимают участие отложения окобыкайской и нутовской свит. Промышленные запасы нефти и газа установлены в окобыкайской свите, где выявлено 7 продуктивных пластов-коллекторов. Основные запасы содер-

жаты в VII и VIII пластах. Всего на месторождении выявлено 28 залежей. Залежи нефти пластовые сводовые, тектонически экранированные. Продуктивные пласты литологически изменчивы и характеризуются значительной неоднородностью. Все нефти относятся к тяжелым, вязким, смолистым, малопарафинистым. В настоящее время в разработке находятся 5 пластов, два из которых разрабатываются с поддержанием пластового давления путем закачки воды, остальные на естественном режиме. Все нефтяные залежи находятся на поздней стадии разработки, характеризуются низкими годовыми темпами отбора, многие из них с высокой степенью выработанности запасов и высокой обводненностью добываемой продукции.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 12,006/0,836 млн т, свободного газа 0,330 млрд м<sup>3</sup>.

Газонефтяное месторождение Сабо (включая южное Эрри) (V-5-10) расположено в 80 км южнее г. Охи. Месторождение открыто в 1952 г., введено в разработку в 1956 г. В тектоническом отношении месторождение Сабо представляет собой единую крупную брахиантиклинальную складку, разделенную разрывными нарушениями на ряд тектонических блоков, к которым приурочены отдельные залежи газа и нефти. Газонефтеносность выявлена в 21 продуктивном горизонте, в том числе: 1 горизонт (XXIV) содержит нефтяные залежи, приуроченные к отдельным тектоническим блокам; 9 горизонтов содержат газовые, нефтяные и нефтегазовые залежи; и 11 остальных горизонтов – газовые залежи. Всего выявлено 62 залежи, они относятся к типу сводовых пластовых, тектонически экранированных. Интервалы залегания продуктивных горизонтов – 980-2200 м. Продуктивные горизонты представлены глинистыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 4,287/0,209 млн т, свободного газа 1,721 млрд м<sup>3</sup>.

Газонефтяное месторождение Паромай (V-6-7) расположено в 100 км к югу от г. Охи. Месторождение открыто в 1950 г. и в этом же году введено в промышленную эксплуатацию. Месторождение Паромай представляет собой сложно построенную структуру, узкой полосой простирающуюся в субмеридиональном направлении на расстояние более 18 км. Восточное крыло складки осложнено региональным надвигом. Основные запасы нефти и газа приурочены к поднадвиговой части структуры, расчлененной системой нарушений сбросового характера на 47 блоков различной величины. Крупными сбросами месторождение разделено на три части: Северную, Центральную и Южную, разведка и разработка которых осуществлялась самостоятельно. Месторождение многопластовое, в его разрезе установлено 20 продуктивных горизонтов, содержащих 108 залежей. Залежи нефти и газа разнообразны по форме и генетическим особенностям. По степени заполнения ловушек углеводородами выделяются полнопластовые и неполнопластовые залежи, по фазовому состоянию – нефтяные, газонефтяные и



газовые. Коллекторами для нефти и газа служат песчаники, алевроито-песчаники и алевролиты. Текущий коэффициент нефтеотдачи по месторождению составляет 0.11. Залежи нефти Паромайского месторождения находятся в различных стадиях разработки, но в основном в завершающей.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 9,589/1,898 млн т, свободного газа 1,008 млрд м<sup>3</sup>.

Газонефтяное месторождение Северное Колендо (IV-5-4) расположено в 42 км севернее города Охи, открыто в 1963 г. и находится в промышленной разведке /6, 47/. Оно приурочено к одноименной куполовидной антиклинальной складке, в строении которой участвуют отложения окобыкайской и нутовской свит. Размеры складки по кровле XIX пласта составляют 7x7 км. Выявлена (на глубине 1000-1200 м) одна промышленная газонефтяная залежь с дебитом нефти 5-10 т/сут и газа до 670 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Удельный вес газа по воздуху 0,631 г/см<sup>3</sup>, в газе 98,1% метана и 1,5% азота. Плотность нефти 0,878 г/см<sup>3</sup>, вязкость 3,2 сП. Содержание серы в нефти 0,2%, парафина – 2,7%, выход фракций до 3000 – 6,8%. Залежь пластовая, литологически экранированная, мощность продуктивного пласта до 80 м, эффективная мощность 10-40 м.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 0,413/0,124 млн т, свободного газа 0,156 млрд м<sup>3</sup>.

Нефть и газоконденсат. Нефтегазоконденсатное месторождение Одопту-море (V-62) [Харахинов, 2010] приурочено к крупной (32 x 7 км) антиклинали амплитудой 350 м, осложненной 3 куполами: Северным, Центральным и Южным. Углы падения пород на западных крыльях 5-17°, на восточном 3-7°. Разрывных нарушений не установлено. В нижненутовском подгоризонте установлено 17 продуктивных пластов – песчаников с эффективной мощностью 4-17,5 м, содержащих 22 залежи (5 нефтяных, 3 нефтяных с газовыми залежами, 4 газоконденсатных с нефтяными оторочками и 10 газоконденсатных).

Коллектор порового типа с пористостью 20-30%, проницаемостью 0,06-1,0 мкм<sup>2</sup>, нефтегазонасыщенностью 31-77%. Максимальные дебиты нефти (11,9-15,9 мм штуцер) составляют 295-378 м<sup>3</sup>/сут., дебиты газа и конденсата (12,7 мм штуцер) – 330 м<sup>3</sup>/сут. и 18,7 м<sup>3</sup>/сут. Нефти легкие (0,876 г/см<sup>3</sup>), малосернистые (до 0,4%) с высоким выходом бензиновых фракций.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 154,5/ 43,4 млн т, свободного газа 91,7 млрд м<sup>3</sup>, конденсата 3,1/ 2,3 млн т.

Нефтегазоконденсатное месторождение Пильтун-Астохское (V-6-5) расположено на шельфе Северо-Восточного Сахалина, в 15-20 км к востоку от южной оконечности Пильтунского залива. Глубина моря в пределах лицензионного участка изменяется от 27 до 32 м и составляет 32 м в районе платформы «Моликпак». Пильтун-Астохское месторождение было

открыто в 1986 г. ПО «Сахалин-морнефтегаз». Месторождение простирается примерно на 35 км в субмеридиональном направлении при ширине 5-10 км. Пильтун-Астохская антиклиналь осложнена тремя поднятиями: Пильтунским, Южно-Пильтунским и Астохским. В пределах Пильтунского и Южно-Пильтунского поднятий выделено три тектонических нарушения, разделяющих поднятие на отдельные блоки. Залежи нефти, газа и конденсата приурочены к пластам-коллекторам нутовского горизонта, залегающим на глубинах 1200-2500 м. В целом 15 нефтегазоносных горизонтов сложены преимущественно мелкозернистыми терригенными песчаниками, образовавшимися в условиях мелководного шельфа, с алевритоглинистыми пропластками. Толщина пластов-коллекторов в пределах нутовского горизонта изменяется в широких пределах – от 2,0 м до 196 м, глинистых разделов – от 2,1 м до 123 м. На площади отмечена глинизация продуктивных отложений в восточном направлении. Выявлено 34 залежи, из которых 6 – газовых, 7 – газоконденсатных, 9 – нефтегазоконденсатных, 11 – газоконденсатнонефтяных и одна – нефтяная. Нефти легкие (0,824-0,856 г/см<sup>3</sup>), средней плотности, низко-сернистые (0,23-0,25%), малосмолистые, парафинистые и малопарафинистые, с высоким выходом бензиновых фракций. Конденсат относится к нафтенно-метановому типу. Максимальные дебиты нефти (20, 25 мм штуцер) составляют 636,2 м<sup>3</sup>/сут., дебит газа (15,1 мм штуцер) – 396 м<sup>3</sup>/сут. Пильтун-Астохское месторождение относится к категории крупных, очень сложного строения. Залежи углеводородов – сводовые, тектонически и литологически экранированные.

Начальные суммарные запасы (ABC<sub>1</sub>+C<sub>2</sub>) нефти составляют 447,2/ 127,8 млн т, свободного газа 136,2 млрд м<sup>3</sup>, конденсата 15,3/ 10,6 млн т.

Нефтегазоконденсатное месторождение Чайвинское (VI-6-7) приурочено к просто построенной брахиантиклинали (8 x 25 км) с амплитудой до 450 м (по нижним продуктивным горизонтам) в пределах Пильтун-Чайвинского прогиба. Залежи УВ пластовые, сводовые, выявлены в плиоценовом верхненутовском (газовая залежь пласта II) и, в основном, – в миоценовом нижненутовском подгоризонтах. Скважинами вскрыты 10 продуктивных пластов, содержащих 1 газовую, 1 нефтяную, 2 газоконденсатных с нефтяными оторочками и 6 газоконденсатных залежей. Высоты залежей 100-260 м. Общая мощность продуктивных пластов изменяется в широких пределах (43-109 м), эффективные толщины – от первых до 78 м. Коллекторские свойства пород также разнообразны: пористость – от 16 до 28%, проницаемость – от 0,24 до 3,7 мкм<sup>2</sup>. Продуктивные пласты неоднородны и сложены преимущественно алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. В связи с этим дебиты газа через 12,7 мм штуцер изменяются от 114 тыс.м<sup>3</sup>/сут. до 504,5 тыс.м<sup>3</sup>/сут., дебиты конденсата – от 27 м<sup>3</sup>/сут. до 115 м<sup>3</sup>/сут. В нефтяной залежи нефть тяжелая (0,913 г/см<sup>3</sup>), смолистая, парафинистая, в газоконденсатных оторочках нефть легкая (0,83-0,84 г/см<sup>3</sup>), смолистая (13-14%), парафинистая (0,25-3,3%).

Суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 287,2/ 107,0 млн. т, свободного газа 357,5 млрд. м3, конденсата 38,9/ 23,8 млн. т. По сумме углеводородов Чайвинское нефтегазо-конденсатное месторождение является самым крупным в Северо-Сахалинской НГО.

Нефтегазоконденсатное месторождение Аркутун-Дагинское (VI-6-2) приурочено к крупной (60 x 14 км) антиклинали с амплитудой около 410 м, осложненной двумя куполами: Аркутунским и Дагинским. По величине начальных геологических запасов углеводородов по промышленным категориям C1+C2 (641,648 млн. т) является самым крупным на шельфе Сахалина.

Месторождение характеризуется резкими литологическими изменениями пластов-коллекторов. Мощности пластов-коллекторов изменяются в широких пределах – от 14,2 до 47,7 м. Эффективные толщины достигают 21,2 м. В присводовой части структуры пласты утоняются и глинизируются. В нижненутовском подгоризонте открыто 12 продуктивных пластов, содержащих 15 залежей (3 нефтяных, 10 нефтяных с газоконденсатными шапками, 2 газоконденсатных). На Дагинском участке был получен фонтанный приток нефти дебитом 367 м3/сут., растворенного газа – 16,6 тыс.м3/сут. (20,2 мм штуцер). Нефти месторождения легкие (0,823-0,873 г/см3), малопарафинистые и малосмолистые.

Суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 535,7/ 111,6 млн т, свободного газа 44,2 млрд м3, конденсата 3,2/ 2,5 млн т.

Нефтегазоконденсатное месторождение Тунгор (IV-5-25) расположено в 28 км к югу от г. Охи. Месторождение открыто в 1957 г., введено в разработку в 1958 г. Месторождение приурочено к Тунгорской антиклинальной складке, расположенной в южной части Эхабинской антиклинальной зоны. Тунгорская складка отличается от остальных структур Эхабинской зоны наибольшей погруженностью, отсутствием разрывных тектонических нарушений. Всего на месторождении выявлена 21 залежь, из них 4 нефтяных, 1 газоконденсатнонефтяная, 12 газоконденсатных и 4 газовых. Промышленная нефтегазоносность приурочена к песчано-глинистым отложениям нутовской, окобыкайской и дагинской свит. Сепарированная нефть месторождения Тунгор отличается постоянством физико-химических свойств, как по площади залежей, так и по разрезу. Все залежи находятся на поздней стадии разработки, характеризующейся низкими годовыми темпами отбора, высокой обводненностью добываемой продукции.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 6,702/0,338 млн т, свободного газа 1,707 млрд м3, конденсата 0,118/0,089 млрд м3.

Нефтегазоконденсатное месторождение им. Р.С.Мирзоева (VI-6-9) расположено на побережье Дагинского залива, в 160 км южнее г. Охи. Месторождение открыто в 1984 г., с первых же дней открытия началась пробная его эксплуатация, а с 1987 г. – опытно-

промышленная. Продуктивные горизонты приурочены к терригенным отложениям миоцена (дагинской свиты), в разрезе которых выявлено 20 горизонтов, залегающих на глубинах 3350-3800 м. Пористость коллекторов уменьшается с глубиной от 21% до 9-11%. Всего выявлено 125 залежей: 62 – газоконденсатных, 15 – нефтегазоконденсатных, 31 – газоконденсатная и 17 – нефтяных. Толщина залежей – 70-100 м, глинистых разделов – 2-50 м. Залежи пластовые, тектонически и литологически экранированные. Многопластовое нефтегазоконденсатное месторождение характеризуется очень сложным строением, обусловленным наличием многочисленных тектонических нарушений, зон размыва и замещения пород-коллекторов плотными породами, многокомпонентностью состава углеводородов в большинстве залежей. Сепарированные нефти относятся к категории тяжелых, высоковязких, малосмолистых, высокопарафинистых.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 16,239/2,933 млн т, свободного газа 3,631 млрд м<sup>3</sup>, конденсата 0,384/0,180 млрд м<sup>3</sup>.

Нефтегазоконденсатное месторождение Монги (VI-6-11) расположено в 170 км южнее г. Охи. Месторождение открыто в 1975г., в 1977г. введено в промышленную разработку. Нефтегазоносными являются отложения дагинской свиты, в её разрезе выделено 25 песчаных горизонтов, 17 из которых содержат залежи нефти и газа. Мощность песчаных горизонтов изменяется от 14 до 118 м. Монгинское месторождение входит в состав Дагинской антиклинальной зоны, имеет сложное складчато-блоковое строение. Дизъюнктивными нарушениями сбросового характера месторождение разбито на 14 блоков разной величины. Залежи нефти и газа приурочены к отдельным тектоническим блокам. Всего выявлено 78 залежей: 25 нефтяных, 22 газоконденсатных, 28 газоконденсатнонефтяных (с газовой шапкой) и 3 нефтегазоконденсатных (с нефтяной оторочкой). Нефти месторождения характеризуются изменчивостью свойств по разрезу и постоянством по площади. Общим для нефтей всех залежей является низкая смолистость (1,1-3,5%) и малое содержание серы (0,1-0,2%). С увеличением глубины плотность нефти уменьшается от 0,9 до 0,837 г/см<sup>3</sup>.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) нефти составляют 37,998/5,113 млн т, свободного газа 7,772 млрд м<sup>3</sup>, конденсата 0,345/0,222 млрд м<sup>3</sup>.

**Газоконденсат.** Газоконденсатное месторождение Узловое (IV-5-27) открыто в 1969 году в результате бурения и опробования параметрической скважины 1, расположенной в центральной части структуры. Фонтан газа с конденсатом и водой получен при опробовании 1 пласта уйнинского горизонта. Всего на месторождении пробурено 1 параметрическая, 15 поисково-разведочных скважин. Эксплуатационные скважины бурились, в основном, в южной переклиналильной части месторождения и в северных блоках. В разрезе отложений, слагающих месторождение, выявлено 28 продуктивных пластов, 9 из которых находятся в нутовском го-

ризонте 9 – в окобыкайском, 7 в дагинском и 3 – в уйнинском. Из выявленных продуктивных пластов 20 газовых, 8 газоконденсатных. Продуктивные пласты разбиты на блоки и содержат по несколько залежей. Все залежи по типу ловушек относятся к пластовым, сводовым и тектонически экранированным; по мере заполнения ловушек они в основном относятся к неполнопластовым. Всего на месторождении выявлено 55 залежей газа, по 33 залежам оценены запасы по категории С1, 22 – по категории С2. Размеры залежей по площади изменяются от 50 тыс. м<sup>2</sup> до 1600 тыс. м<sup>2</sup>, высоты от 2–3 м до 45–68 м (в среднем 10–15 м). По размерам и запасам все газовые залежи и содержащие конденсат, относятся к мелким. Продуктивные пласты сложены песчаниками и алевролитами, реже песками и алевролитами. Пористость коллекторов продуктивных пластов изменяется в пределах 13–32%, уменьшаясь с глубиной. Проницаемость колеблется от 1,1 млрд. до сотен млрд., иногда достигая 2–3 дарси.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) свободного газа составляют 3,663 млрд м<sup>3</sup>, конденсата 0,075/0,036 млрд м<sup>3</sup>.

Газоконденсатное месторождение Астрахановское (IV-5-24) расположено в 55 км юго-западнее города Охи, открыто в 1973 г. (Коноваленко, 2001 г.) и находится в промышленной разведке. Приурочено к одноимённой брахиантиклинали размерами 5,5х2,5 км. Промышленные залежи газа приурочены к отложениям дагинской свиты. Дебит метанового (85,3-91,9%) газа составляет 156-1344 тыс. м<sup>3</sup>/сут. В газе присутствуют этан (4,1-6,1%), азот (0,3-0,9%) и углекислый газ (0,4-1,0%). Залежи пластовые сводовые и пластовые тектонически экранированные.

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) свободного газа составляют 0,915 млрд м<sup>3</sup>, конденсата 0,178/0,085 млрд м<sup>3</sup>.

**Газ горючий.** Газовое месторождение Абановское (IV-5-26) расположено в 20 км юго-западнее г. Охи, открыто в 1962 г., законсервировано с 1965 г. (Коноваленко, 2001 г.). Приурочено к одноименной брахиантиклинальной складке размерами 1,5х3 км. Промышленная газоносность (2 залежи) установлена в отложениях окобыкайской свиты на глубине 1757-1761 и 1889-1910 м. Дебит метанового (94,4-97,8%) газа составляет 24,2-124 тыс. м<sup>3</sup>/сут на 5-8 мм штуцерах. В газе присутствуют этан (0,5%), азот (1,4%) и углекислый газ (4,2%).

Начальные суммарные запасы (ABC1+C2) свободного газа составляют 0,122 млрд м<sup>3</sup>.

## ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Уголь каменный** слагает редкие маломощные прослойки и линзы в отложениях верхнемеловой славянской и эоцен-олигоценовой мачигарской свит п-ова Шмидта. Здесь выявлено два проявления углей марки Д. *Славянское проявление (III-5-14)* представлено пластом блестящего угля мощностью 1,3 м и несколькими пропластками мощностью до

0,2 м. Влажность угля 5,1%, зольность – 10,4%, выход летучих – 44,5%, содержание серы 5,1%, углерода – 76,8%, водорода – 6,2% [Ведерников, 1978]. *Мачигарское проявление (III-5-3)* с углями близкими по качеству славянским занимает площадь 13 км<sup>2</sup>. На проявлении установлено четыре пласта суммарной мощностью 2 м. Миоценовый возраст имеют угли *Вагисского проявления (VI-5-10)*, представленного обломками каменного угля, обнаруженными в долине р. Ср. Вагис вблизи выходов отложений вагисской свиты [Салун, 1983].

**Уголь бурый** распространен значительно шире. На карту вынесено 18 проявлений – 6 в континентальной части территории листа и 12 на Сахалине. В континентальной части они сосредоточены в слабо дислоцированных эоцен-олигоценых отложениях сизиманской толщи и в поздне меловых – палеоценовых вулканогенно-осадочных образованиях маломихайловской свиты. И в тех и в других формированиях угольные пласты и линзы залегают в низах разреза, переслаиваясь с туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами, и перекрыты туфогенными породами и лавами. Мощность пластов и прослоев колеблется в широких пределах от 0,05 до 1,1 м. Угли по качеству приближаются к лигнитам, длиннопламенные, некоксующиеся, высокозольные (до 54– 66%), выход летучих 50– 52%, теплотворная способность 6285 – 65595 ккал/кг.

На Сахалине угленосность связана с неогеновыми отложениями нутовской, окобыкайской, дагинской и вагисской свит. Выходы бурых углей и лигнитов установлены во многих пунктах. Обычно они представляют собой линзовидные прослои и пласты мощностью от 0,3 до 1,5 м, вскрытые отдельными шурфами при производстве геологосъемочных работ и не прослеженные по простиранию.

Наиболее крупное *Лангрыйское проявление (V-5-11)* приурочено к вагисской свите, представлено 15-ю линзовидными пластами угля мощностью от нескольких сантиметров до 8 м, из которых два считаются рабочими. Пласты вскрыты буровыми скважинами на глубинах от 14,2 до 1170 м примерно через 2 – 8 и 27 – 50 м; местами они выходят на поверхность и наклонены под углом 10 – 40°. Угли бурые, матовые и полуматовые марки Б<sub>3</sub>. Влажность углей 7,3%; зольность 11,7%, выход летучих 37,5%, теплотворная способность 5509 – 5771 ккал/кг. Проявление известно с 1926 г, занимает площадь 20 км<sup>2</sup>. Ранее его оценивали как месторождение с балансовыми запасами бурого угля кат. С<sub>2</sub> в количестве 120,6 млн. т [Ведерников, 1981].

**Торф.** Торфяники широко распространены вдоль западного побережья Сахалина, по долине р. Амур и во многих других местах. На карту вынесено 39 месторождений и два

перспективных проявления торфа, слагающих залежи преимущественно переходного, реже верхового и низинного типов, с малой мощностью (в среднем 0,7 – 2,9 м) торфяного слоя. Степень разложения растительных остатков низкая (12 – 24%), реже средняя (до 33 – 35%), преобладающая зольность 6 – 12%. 25 месторождений имеют площадь свыше 1000 га, одиннадцать – 300 – 1000 га, три месторождения – 200 – 300 га. Балансом запасов учтено семь месторождений площадью от 479 до 12 004 га. Запасы торфа в них, оцененные по категориям А + В + С<sub>1</sub> – 27 612 тыс. т, С<sub>2</sub> – 1 774 тыс. т, забалансовые – 16 413 тыс. т. Помимо этого, баланс запасов включает 32 месторождения с прогнозными ресурсами Р<sub>1</sub> и Р<sub>2</sub>, которые суммарно составляют 840 713 тыс.т.

Четыре месторождения (*Силасу – VI-2-43, Бичи –VI-2-49, Битки –VI-2-59 и Песчаное VI-2-74*) охраняются в заказниках федерального значения. Площадь их в нулевой границе составляет 21 385 га, в границе промышленной глубины – 4 879 га, забалансовые запасы – 16 413 тыс. т.

Торф пригоден для использования в качестве минерального топлива и для других местных нужд, но из-за отсутствия потребителя залежи его в настоящее время не разрабатываются. Учитывая то, что современные торфяники на территории листа имеют широкое распространение в долинах большинства крупных водотоков, обширных межгорных котловинах и перекрывают морские террасы, количество месторождений может быть увеличено.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Черные металлы

**Железо.** Железные руды рассматриваемой территории представлены одним непромышленным *Николаевским месторождением (V-3-12)*, расположенным в черте города Николаевск – на - Амуре. Оно известно с 1863 г., промышленную оценку получило в 1935 – 1938 гг. Локализовано в рыхлых неоген-четвертичных отложениях 30 – 60 метровой амурской террасы. Представлено линзовидным телом бурых железняков, вытянутым в широтном направлении на 6 км при ширине 550 м и средней мощности 2,7 м. По составу и структурным особенностям выделяются несколько типов руд: кремнистые руды (железистые конгломераты и железистые песчаники с гидрогетитовым цементом); жеодистокавернозно-пористые гидрогетитовые руды, а также сплошные гидрогетитовые и сидеритовые руды. Содержание железа в рудах 25 – 35%, кремнезема 3 – 45%, фосфора 0,16 –

0,21%, серы 0,26%, глинозема 2 – 8%, марганца 1,55 – 1,65%, окиси кальция до 0,5%, магния до 0,3%. Запасы (А+В+С<sub>1</sub> – 14,8 млн. т руды) балансом не учтены, так как не отвечают современным требованиям промышленности к данному виду минерального сырья [Кайдалов, 2002].

**Хром.** Три проявления хромитовых руд и один пункт минерализации известны на полуострове Шмидта, где они приурочены к Южно-Шмидтовскому массиву гипербазитов, большая часть которого скрыта под водами Охотского моря. Оруденение относится к сегрегационному позднемагматическому генетическому типу. Рудные тела представляют собой тектонические линзы или группы совмещенных тел неправильной формы в серпентинизированных полосчатых породах дунит-перидотитового комплекса, растянутые грубо линейно в виде четковидных цепочек. Длина линз обычно не превышает 5 - 10 м, мощность – 1,5 - 2 м. Руды густо и бедно вкрапленные, массивные и полосчатые, содержат окись хрома до 10 – 15%, редко до 47% и больше. Контакты рудных тел тектонические.

Наиболее детально изучено *Южно-Томинское проявление (III-5-12)*. На его площади проведена геологическая съемка масштаба 1:10 000 в комплексе с гравиметрической съемкой по сети 50x250 м с детализацией аномалии через 10 м, пробурено 200 п. м скважин комплектом УПБ-25 и 1865 п. м скважин станком ЗИФ-300. Главная рудная залежь имеет в плане размеры 30x2 м, по падению – 11м. Руды массивные густо вкрапленные и прожилково-вкрапленные, мелко- и среднезернистые. Текстура руд массивная, сланцеватая и нодулярная. Содержание окиси хрома 11 – 15% в прожилково-вкрапленных рудах и до 56% в массивных рудах. Залежи представлены металлургическими рудам. Средний химический состав главной залежи: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 49,3%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14,3%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5,19%, FeO – 9,84%, MgO + MnO – 14,4%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,1%, S<sub>общ.</sub> – 0,02%. Другие три линзовидных тела массивных и густо вкрапленных руд имеют длину 1 – 5 м, мощность от 0,3 до 2,0 м, при том же уровне содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 31,3 – 54,6% и близком уровне других компонентов. Два тела прожилково-вкрапленных мелкозернистых руд протяженностью 10 – 50 м имеют мощности 0,3 и 1,0 м. Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в них 11 – 15%. Рудные тела, как правило, приурочены к границе серпентинизированных перидотитов и дунитов полосчатого комплекса и располагаются внутри полей повышенных (около 5%) концентраций окиси хрома.

По данным гравиметрической съемки, на площади проявления зафиксированы три положительных экстремума, в эпицентре которых пробурены скважины. Скважинами вскрыт полосчатый дунит-перидотитовый комплекс, хромитовых руд не встречено [Коноваленко, 2010].



В шлихах из аллювия водотоков, дренирующих массив, отмечается повышенная концентрация хромита (до 0,5 кг/м<sup>3</sup>), а в донных пробах – до 1% никеля, кобальта и ванадия. Пляжные пески в полосе развития ультраосновных пород местами содержат прослойки (до 2 см), почти полностью состоящие из хромшпинелидов. Россыпей, заслуживающих внимания, не выявлено.

### Цветные металлы

**Медь.** Повышенные концентрации меди – до 0,1%, в отдельных случаях до 0,3 – 0,9% отмечены в штучных и бороздовых пробах Бухтынского, Дыльменского золоторудных месторождений, месторождения алуниста Гряда Каменистая, многих проявлений золота (Гладуновское, Стрелка, Кентавр, Курганное и др.) и полиметаллов (Красная Горка, Остров Кусова и др.). В качестве самостоятельных объектов медной минерализации выделены два проявления медно-кварц-сульфидной формации с неясными перспективами, один пункт минерализации и один вторичный геохимический ореол рассеяния меди. *Проявление Лазаревское (VI-4-9)* расположено на побережье пролива Невельского, на мысе Среднем, где приурочено к Лазаревской палеовулканической постройке, сложенной позднемиеловыми и палеогеновыми вулканитами кислого и среднего состава, мелкими штоками и дайками палеоценовой монзонит-гранодиоритовой формации. Оруденение локализовано в зонах сульфидизированных пропилитов и кварц-серицитовых метасоматитов в виде рассеянной вкрапленности, гнезд и налетов. Параметры зон не выяснены. Минералы меди представлены халькозином, ковеллином, борнитом, самородной медью. В нескольких пунктах обнаружены желваки (до 10 – 20 см), почти нацело сложенные халькозином, малахитом, азуритом и пиритом. Содержания меди в рудных телах колеблется от 0,1 до 1,0%, единичные – до 3,4%. На глубине прогнозируются более богатые, не окисленные руды [Сухов, 1966].

*Проявление Тырское (V-2-33)* приурочено к зоне дробления северо-восточного направления, прослеженной среди субвулканических андезитов и диорит-пофиритов на 2300 м. Мощность зоны 120 м. В глубину оруденение прослежено на 154 м. До 28 м вскрыты окисленные и вторично обогащенные руды, глубже сменяющиеся первичными сульфидными рудами. Зона пересечена многочисленными тонкими (0,5 – 5 см) кварцевыми и кварц-сульфидными прожилками сложного строения. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом. Вместе с ними отмечаются самородная медь и золото. Среди вторичных минералов преобладают малахит и азурит. С поверхности сульфиды замещены гидроксидами железа. Содержание меди по отдельным

канавным пересечениям достигает 0,8% на мощность 1 – 3 м и 0,1 – 0,3 % – на 13 – 50 м. Сквaziной вскрыты два интервала (121 – 130 м и 144 – 154 м) с содержанием меди в рудах от 0,1 до 0,7% (при среднем значении около 0,3%). Проявление по промышленным условиям оценивается как весьма бедное, но в зоне вторичного сульфидного обогащения прогнозируются более богатые руды [Шавро, 1960]. Оба проявления рекомендованы для дальнейшего изучения с детальными буровыми и геофизическими работами.

*Пункт минерализации (VI-3-8)* меди приурочен к маломощному (до 10 см) прослою сульфидизированных лавобрекчий риодацитов, установленному в коренном залегании среди пропилитизированных туфов дацитов татаркинской свиты. В штуфной пробе содержание меди составило 0,2%. Совместно с медью зафиксированы повышенные концентрации свинца – до 0,04% и висмута – 0,001% [Добкин, 2002].

*Вторичный геохимический ореол рассеяния меди (III-2-21)* оконтурен на площади 35 км<sup>2</sup> в ходе поисково-разведочных работ на золото [Шадынский, 1967]. Здесь, на правом берегу р. Мухтеля в донных отложениях водотоков, размывающих юрские терригенные и поздне меловые вулканогенные образования, прорванные интрузиями гранитоидов, содержание меди составляет 0,003 – 0,05%. Присутствуют свинец – 0,02 – 0,08% и молибден – 0,002%.

**Свинец и цинк.** Свинцово-цинковая минерализация преимущественно в виде рассеянной вкрапленности присутствует во всех минерализованных зонах дробления и жильных гидротермальных образованиях. На карту вынесено 7 проявлений свинцово-цинковой жильной формации, один шлиховой ореол рассеяния минералов свинца и 5 геохимических ореолов. Наиболее представительное и детально изученное проявление *Чаятынское (VI-2-8)* установлено среди вулканитов татаркинской свиты, прорванных малыми телами монцитонитов эоценового прибрежного комплекса. Оруденение приурочено к субширотной зоне интенсивной трещиноватости шириной 800 – 1000 м и протяженностью 2,5 км, в пределах которой вулканогенные породы пропилитизированы, турмалинизированы, серицитизированы и окварцованы. Выявлено четыре рудных тела, представленных линзовидными и линейно-вытянутыми зонами прожилкового окварцевания, или серией кварц-сульфидных жил и прожилков. Мощность жил от 0,01 до 1,3 м при длине до 180 м. Мощность зон до 70 м, протяженность до 800 м. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, реже блеклой рудой, ковеллином, арсенопиритом. Вторичные минералы: пироморфит, церрусит, англезит, малахит, лимонит. Зона окисления достигает 10 – 15 м. Руды гнездово- и прожилково вкрапленные. Содержание свинца 0,01 – 4,3% (редко до 10%), цинка – 0,03 – 5,8% (редко до 9,7%). В двух рудных телах

установлено золото до 1 г/т (в единичных пробах до 8 г/т) и серебро – до 87 г/т совместно со свинцом (до 1,6%) и цинком (до 3,7%). Запасы по кат. С<sub>1</sub> составили: по свинцу 109 тыс. т, по цинку – 204 тыс. т (паспорт № 185, 1985 г.). Позже они были переопределены как прогнозные ресурсы кат. Р<sub>1</sub>+Р<sub>2</sub> в количестве 106,7 тыс. т для свинца и 203 тыс. т для цинка [Кайдалов, 2010].

*Проявление Красная Горка (IV-3-42)* отличается более сложным строением. Рудная минерализация здесь приурочена к полям кварц-лимонитовых метасоматитов и к наложенным на них зонам кварцевого прожилкования. Последние образуют штокверк (10 – 15 прожилков на 1 м) неправильной формы размерами на поверхности 1000x1000 м. Внутри его выделяются участки с плотностью 40 – 50 прожилков на один метр. Предполагается наличие трех разобщенных в пространстве и во времени различных типов оруденения: молибден-меднопорфирового, медно-полиметаллического с золотом и золото-серебряного. Эти три типа, накладываясь друг на друга, усложняют металлогеническую специфику проявления.

Молибден-меднопорфировое оруденение пространственно связано с субвулканическим телом дацит-порфиров колчанского комплекса, локализуясь в пределах кварцевого штокверка, развитого как по дацит-порфирам, так и по вмещающим их туфам дацитов и риодацитов. Рудоносный штокверк оконтурен геохимическими аномалиями меди (0,02%) и молибдена (0,002%), на которые наложены небольшие слабоконтрастные аномалии серебра (3 г/т). Содержания меди в бороздовых пробах обычно составляют 0,05 – 0,07%, в отдельных пробах достигая 0,15%, молибдена – 0,001 – 0,003%, редко – до 0,01%. В единичных пробах из кварцевых жил, подсеченных скважиной, зафиксированы содержание меди 0,2 – 0,3%, очень редко – 0,8%.

Медно-полиметаллическое с серебром оруденение контролируется тектоническими нарушениями северо-восточного направления, представленными зонами дробления, брекчирования, повышенной трещиноватости. Канавами вскрыты шесть зон с высокими концентрациями свинца. Мощность зон колеблется от 5 до 100 м, протяженность – от 50 до 400 м. В наиболее крупной из них среднее содержание свинца составило 0,8% при колебаниях 0,05 - 5,0%, как постоянная примесь отмечены цинк и серебро. Содержание цинка не превышает первых десятых долей процента, а серебра – 20 – 50, редко 200-300 г/т. В единичных случаях зафиксированы повышенные концентрации золота (до 2 г/т), но, как правило, среднее его содержание не превышает сотых, редко первых десятых грамма на тонну. Минеральный состав руд – галенит, сфалерит, халькопирит, халькозин, пирит, магнетит. Содержание галенита и сфалерита в руде 1– 6%, размер агрегатов 0,5 – 5 мм, халько-

зин и халькопирит распределены по разрезу равномерно в количестве менее 0,1%. В зоне окисления наблюдаются миметезит и пироморфит. Оруденение изучено скважиной до глубины 315 м. Увеличения содержаний свинца, цинка, меди и золота с глубиной не отмечено.

Золото-серебряное оруденение связано с маломощными кварцевыми прожилками. Золото установлено в 200 бороздовых пробах. Среднее содержание составило 0,3 г/т, максимальное (1,0 и 1,4 г/т) установлено только в двух пробах. Содержание серебра обычно не превышает первых граммов на тонну, редко 10 – 20 г/т.

Поисковыми и оценочными работами на проявлении не удалось выявить содержания золота, свинца и цинка, первоначально считавшихся перспективными на обнаружение промышленно значимых объектов. Авторские прогнозные ресурсы оценены по кат. P<sub>1</sub> для свинца в количестве 54,4 тыс. т, для цинка – 43,1 тыс. т; по кат. P<sub>2</sub>: свинец – 155,1 тыс. т, цинк – 21,5 тыс. т, золото – 4 т, серебро – 301 т, медь – 19,2 тыс. т, молибден – 2,35 тыс. т [Мраморов, 2013].

*Проявление Стланиковое (VI-2-5)* находится в окрестностях Чаытынского полиметаллического проявления. В минералогическом отношении оно аналогично последнему, но ввиду небольших параметров и низких средних содержаний металлов (свинец 1,5 – 2%, цинк – 1,0%) промышленного интереса не представляет.

*Проявление Севанга (III-2-22)* представлено сульфидными и кварц-сульфидными жилами и прожилками, развитыми среди нижнемеловых осадочных пород вдоль разрывных нарушений субширотного и субмеридионального направлений. Реже встречаются участки гидротермально измененных песчаников и алевролитов с рассеянной сульфидной минерализацией. Жилы характеризуются небольшой мощностью (0,5-6, реже до 10-20 см), невыдержанностью по простиранию и падению. Рудные минералы представлены арсенопиритом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом. Преобладают руды гнездово- и прожилково-вкрапленные с содержанием свинца 0,01 – 2,5% (иногда до 5%), цинка 0,01 – 1% (единичные до 2%), мышьяка 0,01 – 2% (единичные до 4,3%) меди – 0,05%, молибдена 0,003% и золота до 0,5 г/т (по штуфному опробованию). Проявление неоднократно обследовалось и, в конечном счете, признано неперспективным [Пилацкий, 1968]. Полиметаллическое проявление на острове Кусова (II-1-6), связанное с кварцевыми жилами в гранитах, относится также к разряду неперспективных [Горохов, 1978].

*Проявление Тильбенское (V-2-29)* выявлено на северо-восточном продолжении Тырской рудной зоны (раздел «Медь»). Рассматриваемая часть зоны мощностью до 150 м сложена интенсивно осветленными, окварцованными и каолизированными андезитами с

рассеянной вкрапленностью пирита, галенита и сфалерита. Содержание свинца в рудах колеблется от 0,01 до 0,8% (редко до 1%), цинка и меди – до 0,06%, но на глубине предполагаются более богатые рудные тела [Шавро,1960]. В пределах проявления выявлена локальная интенсивная геохимическая аномалия площадью 1 км<sup>2</sup> с повышенными концентрациями меди (0,01 – 0,05%) и цинка (0,05%) [Ловягин,1991].

*Проявление Rogozinskoe (VI-1-10)* приурочено к нижнемеловым осадочным породам на западном фланге Троицко-Покровского золоторудного месторождения. Оруденение локализовано в маломощных, непротяженных кварц-сульфидных жилах и минерализованных зонах дробления с низкими содержаниями полезных компонентов. Высокие содержания свинца (до 1 – 10%) отмечены лишь в единичных бороздовых пробах. По результатам проведенных поисковых работ проявление получило отрицательную оценку [Минаева, 1987].

*Мевачанский шлиховой ореол III-2-6* оконтурен на площади 35 км<sup>2</sup> в бассейне левых притоков р. Лонгари на территории, сложенной юрскими терригенными породами, прорванными малыми телами гранитоидов. В аллювии ручьев наблюдаются обломки осветленных, пиритизированных пород и жильного кварца. В пробах установлены ванадинит (до 82 знаков на шлих) и пироморфит (до 93 знаков), отмечаются церуссит и базобисмутит [Козлов, 1981]. Вторичные геохимические ореолы тяготеют к выходам окварцованных пород в экзо- и эндоконтактных зонах гранитоидов прибрежного комплекса и полям развития гидротермально измененных вулканитов татаркинского, больбинского и улского вулканических комплексов. Площадь ореолов колеблется в широких пределах – от первых квадратных километров до 40 км<sup>2</sup>. Содержание свинца в пробах – 0,004 - 0,08%, цинка – 0,006 – 0,01%. Иногда совместно с ними присутствуют медь (0,004 – 0,01%) и серебро (0,1 – 2,0 г/т) [Кайдалов, 2010, Добкин; 2012].

**Никель** самостоятельных проявлений не образует. В Нижнем Приамурье зарегистрированы многочисленные вторичные ореолы и потоки его рассеяния, тяготеющие к полям распространения миоценовых базальтов кизинского комплекса. Размеры ореолов колеблются от первых километров до первых десятков квадратных километров, протяженность потоков – от 1,4 до 8,6 км. Концентрация никеля в донных отложениях составляет 0,008 – 0,02%. На карту вынесен наиболее крупный *ореол (VI-3-23)*, оконтуренный на площади 38,8 км<sup>2</sup> в бассейнах рек Прямая и Кривая Кенжа на правобережье р. Амур.

**Молибден.** Молибденовая минерализация распространена в континентальной части территории листа. Здесь ее представляют 15 проявлений, один пункт минерализации и

три литохимических ореола рассеяния. Подавляющее число объектов принадлежит Нижнеамурской минерагенической зоне и Ульбанской минерагенической области. Оруденение сосредоточено в кварцевых жилах, прожилках, зонах прожилково-метасоматического окварцевания, штокверках, контролируется слабо эродированными или нескрытыми интрузиями палеоценового диорит-лейкогранитового бекчиулского и позднемелового диорит-гранодиоритового нижнеамурского комплексов [Кондратьева, 2000; Кайдалов, 2010]. Структурным контролем служат зоны разломов и сопряженных с ними трещин второго порядка. Рудная минерализация представлена молибденитом, халькопиритом, пиритом, реже галенитом, арсенопиритом, сфалеритом. Все проявления принадлежат одному плутоногенному генетическому типу двух рудных формаций: молибденит-кварцевой и молибденовой грейзеновой.

Последняя формация распространена ограниченно и представлена лишь одним проявлением *Гамаюн (VI-2-36)*, локализованным в палеоценовых грейзенизированных и окварцованных гранитах. Зоны и поля измененных пород на площади проявления образуют полукольцевую структуру радиусом 1500 - 2000 м в пределах гранитного купола Бичинского массива. Мощность зон от 0,1 до 150 м, протяженность от 100 до 1000 м. В коренном залегании вскрыты 20 зон, четыре из которых заслуживают интерес (рудные тела 1-4).

Рудные тела представлены рассеянной вкрапленностью, гнездами и тонкими прожилками молибденита, вольфрамита, висмутина, пирита, сфалерита, галенита, халькопирита и других сульфидов меди. Содержания в рудах колеблются: молибден – до 1%, вольфрам – до 0,3%, висмут – до 1,3%. Присутствуют также серебро – от 5 до 300 г/т и золото – до 0,2 г/т. Авторские ресурсы молибдена оценены в количестве 6 тыс. т при его среднем содержании 0,05%, вольфрама – 450 т при содержании 0,01% [Кайдалов, 1986]. Прогнозные ресурсы, подсчитанные по геохимической аномалии (геохимический ореол площадью 3 км<sup>2</sup>), составили: по молибдену 14 тыс. т, по висмуту 2 тыс. т, по меди 26 тыс. т, по свинцу 0,9 тыс. т, по серебру 0,1 тыс. т [Ловягин, 1991].

Основные перспективы молибденит-кварцевой формации связаны с тремя проявлениями, одно из которых (Ковриженское) выявлено в Нижнеамурской минерагенической зоне и два (Южное и Маяк) в Ульбанской минерагенической области.

*Проявление Ковриженское (VI-2-7)* представляет собой штокверк линзообразной формы (360x260 м) в позднемеловых гранодиоритах Сунгачанского массива. Оруденение концентрируется в мелких различно ориентированных кварцевых и кварц-сульфидных прожилках с примазками, налетами и тонкой вкрапленностью молибденита. Мощность

прожилков от 0,1 до 5 см (в местах пересечения до 15 см), плотность до 1-7 прожилков на один погонный метр. Распределение молибденита в прожилках неравномерное. Содержания молибдена колеблются в пределах 0,06 - 0,08%, в единичных пробах – до 1%. При проведении детальных поисков были подсчитаны ориентировочные запасы в количестве 8600 т, по которым проявление было оценено как непромышленное месторождение [Таюрский, 1960], но из-за низкого содержания молибдена, позже переведено в ранг проявления (паспорт Г-1 № 136, 1984 г.).

*Проявление Южное (III-1-4)* локализовано в пологозалегающем теле палеоценовых плагиогранит-порфиров и в его экзоконтактовой зоне, сложенной ороговикованными юрскими песчаниками. Оруденение приурочено к зонам метасоматически окварцованных пород мощностью до 10 м и протяженностью до 200 м, прослеженным по свалам. Зоны вмещают рудоносные кварцевые жилы мощностью 0,25 – 0,6 м, редко до 1,5 м с неравномерной вкрапленностью сульфидов мышьяка, молибдена и меди. Содержания в рудах молибдена 0,01 – 0,8% по бороздovому опробованию и до 2% в единичных штуфах, мышьяка – до 1-5%, меди – до 0,3%. Отмечаются свинец до 0,2% и серебро до 0,03%. Проявление признано перспективным на выявление малого месторождения комплексных руд [Кайдалов, 1978].

*Проявление Маяк (III-2-30)* контролируется зоной трещиноватости в толще юрских осадочных пород, прорванных малым телом палеоценовых плагиогранит-порфиров. Мощность зоны 400 м, протяженность около 1,5 км. Песчаники и алевролиты в зоне изменены до кварцитов и кварц-серицитовых пород, пронизаны густой сетью кварцевых, кварц-сульфидных и сульфидных прожилков мощностью до 0,5 см и отдельных жил – до 40 см. Основное продуктивное тело представляет собой штокверк (0,4 км<sup>2</sup>) с неравномерной вкрапленностью молибденита, арсенопирита, пирита, базобисмутита, вольфрамитa. Содержания молибдена в рудах колеблются от 0,01 до 0,2% (по бороздovому опробованию), редко до 0,35% (в штуфах), меди – до 0,15%, висмута – до 0,1% и иногда золота – до 0,6 г/т. В одной штуфной пробе зафиксировано 38,2 г/т золота и 70 г/т серебра. С поверхности руды окислены и выщелочены. Предполагается более высокое содержание молибдена и сопутствующих полезных компонентов в неокисленных рудах на более глубоких горизонтах [Кайдалов, 1978].

*Проявления Приглубой бухты (II-1-4), мыса Топографического (III-2-3) и Палаковля (IV-2-54)* охарактеризованы только штуфными пробами с обычными содержаниями молибдена 0,01 – 0,1% и единичными – до 1%, считаются недостаточно изученными с неясными перспективами. Остальные – относятся к разряду мелких объектов и не могут пред-

ставлять практического интереса. Вторичные геохимические ореолы с концентрацией молибдена в пробах 0,01 – 0,03% приурочены к участкам развития кварцевых жил, даек аплитов и окварцованным зонам дробления, которые обычно сопровождаются вкрапленной сульфидной минерализацией.

**Вольфрам** представлен тремя проявлениями и одним пунктом минерализации. *Проявление Водопадное (III-1-2)* приурочено к эндо- и экзоконтакту пологозалегающего плитообразного тела палеогеновых плагиогранит-порфиров, залегающего в юрских терригенных породах. Интрузивные и осадочные породы в зоне контакта изменены до серицит-кварцевых метасоматитов, среди которых наблюдаются кварцевые жилы мощностью 20-30 см с вольфрамитом и шеелитом. Содержание вольфрама в кварцевых жилах не превышает 0,05%, в метасоматитах – 0,7%. В пробах отмечаются золото до 0,1 г/т и висмут - до 0,05%. Из-за малых параметров оруденению дана отрицательная оценка [Кайдалов, 1976].

*Проявление Большереченское (V-1-32)* локализовано в экзоконтактовой зоне одноименного штока поздне меловых гранитов среди терригенных отложений. Вольфрамовая минерализация сопровождается здесь молибденовой и золоторудной минерализациями, приуроченным к различным фациям метасоматически измененных пород и несколько разобщенным во времени. Собственно вольфрамовое оруденение приурочено к штокверку в кварц-мусковитовых грейзенах, молибденовое – тяготеет к полям развития альбит-микроклиновых метасоматитов с кварцевыми жилами и прожилками мощностью 0,1 – 0,7 м, а наиболее поздняя золоторудная минерализация связана с кварц-сульфидными жилами и прожилками. Для вольфрамового оруденения характерна ведущая роль вольфрамита при незначительном количестве шеелита. Содержание трехоксида вольфрама колеблется от 0,01 до 3% (редко до 5%), молибдена – 0,05 - 0,4%. Концентрации золота в кварц-сульфидных прожилках не превышают 2,2 – 4,7 г/т. На ранней стадии изучения это проявление считалось небольшим месторождением с ориентировочными запасами по вольфраму 8241 т и по молибдену 1300 т [Файн, 1968]. Дальнейшее изучение дало отрицательные результаты, и в настоящее время оно считается бесперспективным [Поликанов, 1960].

Отрицательную оценку получило и *проявление Ивановское (VI-1-41)*. Вольфрамовая минерализация в нем представлена шеелитом, образующим редкую вкрапленность совместно с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, иногда галенитом в маломощных (1 – 5 см) кварцевых прожилках среди ороговикованных, брекчированных и окварцованных терригенных пород экзоконтактовой зоны интрузии поздне меловых гранодиоритов. В бороздовых пробах установлено содержание вольфрама 0,01 – 0,1%. Лишь в одной пробе из 114 отобранных оно составило 1% [Минаева, 1987].



В пункте минерализации *Бегеун (VI-3-12)* штучным опробованием установлены вольфрам (0,001 – 0,1%), олово (0,006 – 0,05%), висмут (0,01 – 0,3%) [Кайдалов, 1981].

**Олово.** На площади листа известны два комплексных проявления оловянных руд, две непромышленные россыпи, три шлиховых ореола касситерита, а также один геохимический ореол олова. *Олово-вольфрамовое проявление Тади (VI-2-32)*, ранее известное как непромышленное месторождение [Рыков, 1938], локализовано в осадочных породах силасинской свиты, прорванных и ороговикованных малыми телами гранит-порфиров палеоценового бекчиулского комплекса. Оруденение касситерит-вольфрамит-кварцевой формации приурочено к штокверку протяженностью 700 м при ширине 300 м, представляющему собой сеть кварцевых жил и прожилков в интрузивных и осадочных породах. Мощность прожилков и жил от 0,1 до 10 см, протяженность не более 50 м. Рудные минералы представлены касситеритом, вольфрамитом, арсенопиритом, реже молибденитом. В штучных пробах, отобранных при ГДП-200 из кварцевых жил и прожилков с видимой рудной минерализацией, содержание олова достигает 0,6 – 6,0%, вольфрама – 0,1 – 0,8%, висмута, мышьяка и молибдена – до 0,4%, бериллия – 0,8%. В бороздовых пробах содержания олова и вольфрама составляют сотые и тысячные доли процента (до 0,5%). Ввиду низких содержаний рудных компонентов в бороздовых пробах перспективы проявления оцениваются отрицательно [Кайдалов, 2010].

С проявлением связаны две непромышленные россыпи касситерита и вольфрамита по ключам Лагерный и Рудный. Запасы касситерита и вольфрамита по кл. Лагерный составили соответственно 3250 кг и 1310 кг, по кл. Рудный – 5440 и 3245 кг [Рыков, 1938]. В 1940-х годах производилась эксплуатация россыпей старательским способом в течение одного летнего сезона. Ввиду нерентабельности работы были прекращены.

*Золото-оловорудное проявление Бол. Ангочикан (VI-1-17)* представлено кварцевыми и кварц-сульфидными прожилками, локализованными в зонах дробления позднемеловых гранодиоритов Ангочиканского интрузивного массива. Горными выработками вскрыты 30 минерализованных зон, две из которых прослежены на 200 и 220 м. Мощность зон 15–30 см, в раздувах до 1 м. Мощность прожилков 0,5 – 2 см. Среди рудных минералов преобладает арсенопирит, редко отмечается касситерит. Спектральным анализом в единичных бороздовых пробах двух зон установлены золото (до 5 г/т), мышьяк (до 10%), серебро (до 630 г/т), олово (до 1%). В остальных зонах содержания полезных компонентов намного ниже [Поликанов, 1955]. Последующими работами высокие содержания элементов не подтвердились; проявлению дана отрицательная оценка [Минаева, 1987]. Шлиховые ореолы обычно со знаковыми содержаниями касситерита (в редких пробах до 3 г/м<sup>3</sup>) и вто-

ричный геохимический ореол (II-1-5) с содержанием олова в пробах 0,001 – 0,01% тяготеет к выходам массивов позднемеловых гранитоидов. Источники сноса не установлены.

**Ртуть.** На карту вынесено три проявления, три пункта и пять шлиховых ореолов ртутной минерализации. *Проявление Таборное (V-2-48)*, принадлежащее Нижнеамурской минерагенической зоне, приурочено к серии зон гидротермально и метасоматически измененных позднемеловых вулканогенных пород андезитового и риолит-дацитового состава. Зоны шириной 0,2 - 1,0 м, прослеженные по простиранию на 4 - 10 км, сложены серицитизированными, окварцованными и хлоритизированными, породами, изредка каолинизированными, карбонатизированными, эпидотизированными. Измененные породы несут киноварную минерализацию различной интенсивности. Максимальная концентрация ее в виде рассеянной вкрапленности и в тонких (до 1 см) кварцевых прожилках тяготеет к пропицитизированным породам. Киновари сопутствуют пирит, арсенопирит, мартит, ильменит, лимонит. Содержания ртути в рудных телах колеблются от 0,001 до 1%. Совместно с ней отмечаются незначительные количества золота (0,01 г/т) и цинка (0,007 – 0,01%). Связь ртутного оруденения с конкретными геологическими формациями не установлена. Учитывая довольно крупные параметры рудоносных зон и сравнительно высокие содержания ртути, проявление отнесено к разряду перспективных и рекомендовано к дальнейшему изучению [Кайдалов, 1981].

*Проявления Мал. Хунки (VI-1-10) и Горелое (VI-1-28)* принадлежат Кур-Амгунской минерагенической зоне. Оба они локализованы в зонах дробленных, брекчированных и окварцованных пород среди юрских терригенных отложений (первое) и позднемеловых вулканитов андезитового состава (второе). Мощность зон от 0,2 до 1,5 м (в раздувах до 10 м), протяженность 1500 - 1700 м. Рудная минерализация представлена киноварью в виде рассеянной вкрапленности, отдельных гнезд (до 1-2 см) и тонких (до 5 мм) прожилков. Наряду с киноварью отмечаются антимонит, арсенопирит, метациннобарит, а также пирит и марказит. Содержания ртути в штуфных пробах колеблются от 0,04 до 0,65%, редко до 1,7%, ей сопутствуют сурьма – до 0,3% и мышьяк – до 0,7%. Оба проявления относятся к недостаточно изученным, нуждающимся в дальнейшей оценке [Потапов, 1981].

*Пункт минерализации Обманчивый (III-5-2)* представлен тонкими пленками и рассеянной вкрапленностью киновари в пластах мергелистых конкреций пильской свиты, приурочен к зоне тектонического нарушения северо-восточного простирания мощностью 5 - 7 м. Содержание ртути не превышает 0,1%. В протолочках отмечается до 60 знаков киновари [Коноваленко, 2010].

*Пункт минерализации Шмидтовский (III-5-5)* контролируется крупной сдвиговой зоной северо-восточного направления в вулканогенных породах марийской свиты. Ртутная минерализация приурочена к системе маломощных (0,1 – 0,2, редко 0,5 м) крутопадающих карбонатно-кварцевых жил. Киноварь локализуется на участках изгиба и сочленения нитевидных прожилков и жил. Участки локализации имеют длину 1 - 10 м и мощность 0,1 – 0,5 м. Максимальное содержание ртути в штучных пробах – 0,55% при обычных значениях 0,001 – 0,01% [Коноваленко, 2010].

*Пункт минерализации Олимпийский (III-5-10)* приурочен к пласту грубозернистых песчаников мачигарской свиты мощностью от 20 до 50 м. В пределах пласта вскрыты пять минерализованных гнезд длиной от 10 до 30 м и мощностью от 1 до 10 м. Гнезда представлены дробленными, лимонитизированными и каолинизированными породами. Содержание ртути в рудах от 0,001 до 0,04%. В протолочках фиксируется киноварь от 100 знаков до весовых количеств [Коноваленко, 2010].

Проявления и пункты минерализации ртути формируют локальные (1 – 2 км<sup>2</sup>) и обширные (20 – 58 км<sup>2</sup> и более) шлиховые ореолы со знаковыми содержаниями киновари в пробах. Наиболее крупный из них (VI-1-5) на междуречье Черная-Янткан, занимает площадь в пределах листа 150 км<sup>2</sup> и вмещает два недостаточно изученных проявления ртути (Мал. Хунки и Горелое). Кроме указанных проявлений, зафиксированы несколько разрывных нарушений, по которым отмечается окварцевание пород, местами сульфидизация. В искусственных шлихах из этих зон установлены зерна киновари. Геологическая позиция проявлений (приуроченность к восточному обрамлению крупного Омельдинского вулканогенного массива, наличие большого количества мелких разрывных нарушений), высокие содержания ртути в рудных зонах позволяют считать всю площадь в контуре ореола перспективной для проведения детальных поисково-разведочных работ [Потапов, 1981].

**Мышьяк.** Мышьяковая минерализация распространена относительно широко в материковой части территории, где она тяготеет к золотосеребряной, пространственно сопровождая проявления, пункты минерализации, шлиховые ореолы и потоки последней, а также вторичные геохимические ореолы золота и серебра. Основным минералом-носителем мышьяка является арсенопирит, присутствующий в виде тонкой вкрапленности во всех сульфидизированных породах [Поликанов, 1974; Дьячков, 1979; Кайдалов, 1986 и др.]. Содержание мышьяка в штучных и бороздовых пробах рудных объектов колеблется от 0,04 до 0,3%.

В качестве самостоятельных объектов рассматриваются два пункта минерализации мышьяка на п-ве Шмидта [Коноваленко, 2010]. *Пункт минерализации Тумь (III-5-6)* расположен на побережье Сахалинского залива, локализован в мощной (около 300 м) зоне Туинского разлома. В границах зоны породы интенсивно лимонитизированы, каолинизированы, сульфидизированы (пирит, марказит, арсенопирит). В штучных пробах отмечаются повышенные концентрации мышьяка (от 0,001 до 3%), сурьмы (0,03 – 0,04%) и ртути (0,07%). *Пункт минерализации Горнеровский (III-5-7)* приурочен к пластовому интрузивному телу эссексит-порфириров, связан с сериями крутопадающих четковидных жил и прожилков кальцита, несущих пирит-арсенопиритовую минерализацию. В штучных пробах содержатся мышьяк – до 0,13%, медь – до 0,03% и следы молибдена.

### **Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы**

**Германий** представляют 8 геохимических аномалий, приуроченных к пластам бурых углей, лигнитов и углистых аргиллитов, залегающих в отложениях нутовской, вагисской и дагинской свит. Мощность пластов небольшая (0,1 – 1,2 м). Содержание германия колеблется от 10,3 до 41,56 г/т угля. Наряду с германием в пробах отмечаются повышенные концентрации бериллия, лантана, иттрия, иттербия, циркония, скандия, ниобия и кадмия. Для оценки германиеносности территории необходимо проведение специализированных работ [Евсеев, 1990].

**Редкие земли.** Редкоземельная минерализация установлена на ограниченных площадях в Нижнем Приамурье. Известно одно *проявление Малютка (VI-2-15)*, локализованное в зоне гидротермально измененных (окварцованных, пиритизированных и турмализированных) кварцевых сиенит-порфириров прибрежного комплекса. Зона прослежена линиями пунктирных канав в субширотном направлении на 5 км при ширине выхода 0,3 км и вскрыта в коренном залегании на полную мощность в одном пересечении. В отобранных бороздовых и задириковых пробах обнаружены церий, стронций, цирконий (0,1 – 1%), иттрий, иттербий (0,001 – 0,01%), лантан, ванадий (0,01 – 0,1%); отмечаются молибден (0,01 – 0,1%), торий (0,011 – 0,053%) и уран (0,006 – 0,032%). Мощности разобщенных интервалов с повышенными концентрациями указанных элементов составляют не более 1 м. Перспективы проявления оценены отрицательно [Кайдалов, 2010].

Минералами-носителями редкоземельных элементов территории являются монацит, ортит, фергусонит и ксенотим, которые образуют либо самостоятельные (монацит), либо комплексные шлиховые ореолы и потоки рассеяния. Комплексный *шлиховой ореол (VI-3-20)* приурочен к экзо- и эндоконтактам Чаятынского и Тучкинского массивов гранитоидов

прибрежного комплекса, в которых минералы редкоземельной группы присутствуют в качестве аксессуарных. Шлиховые пробы содержат монацит до 70 г/м<sup>3</sup>, торит до 50 г/м<sup>3</sup>, фергусонит до 3 г/м<sup>3</sup>, а также ксенотим, оранжит, мльменит и корунд, иногда шеелит, вольфрамит, вульфенит, касситерит, базобисмутит в единичных зернах [Добкин, 2002].

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Золото.** На описываемой территории известны как рудные, так и многочисленные россыпные месторождения золота. Золотое оруденение и россыпи известны во всех минерагенических зонах, но сосредоточены, в основном, в Нижнеамурской и Усть-Амурской золоторудно-россыпных минерагенических зонах.

В соответствии с известной типологической классификацией РФ /Шило, 2002, стр.78–79/ в районе представлены плутогенно-гидротермальная группа формаций с золото-кварцевой малосульфидной, золото-сульфидной, золото-анальцимовой формациями и вулканогенная – с месторождениями золото-серебряной формации. Вулканогенно-плутоногенная формационная группа намечается слабо изученными проявлениями золото-висмута-кварцевого состава и условно относимую в эту категорию золото-теллутовую формацию.

*Золото-кварцевая формация* наиболее ярко проявляется в трех широко распространенных морфологических типах: дайковом, кварцево-жильном, прожилковых зон и штокверков. Ведущим жильным минералом является кварц, слагающий самостоятельные рудные тела или прожилки в штокверках и дайках. Подавляющее большинство месторождений и проявлений золото-кварцевой формации подчиняется структурным особенностям тектоно-магматических комплексов. Простираение рудных «свит» сопряжено с генеральным направлением структур и размещенных в них магматических образований плутонической фации, а нередко и малых интрузий. Структурные планы размещения интрузий и рудных протяженных зон совпадают, но в ряде случаев месторождения и проявления развиваются на удалении от плутонов, которым приписывается рудогенерирующая роль, часто размещаясь в толщах, не претерпевших даже орговикование. Золото-кварцевая формация отличается высокой пробностью золота, малой серебристостью, значительными размерами минералов.

*Золото-анальцимовая формация* формируется в связи с наличием серпентинитов, габброидов, диоритов. Примером этой формации служит золотое оруденение на острове Сахалин (Коноваленко, 2001). Здесь на рудопроявлении Березка золото тесно ассоциирует с анальцимом, альбитом и хлоритом. Золотая минерализация и жилы с золотом приуроче-

ны к зонам интенсивной тектонической и гидротермальной переработки габброидов на контакте с серпентинитами. В эндоконтакте габброидного массива с ультрабазитами кроме рудных метосамотитов с анальцимовыми жилами встречаются линзы и обломки гранатовых пород и пироксенитов.

К *золото-сульфидной формации плутогенного гидротермального ряда* могут быть отнесены полиметаллические месторождения и рудопроявления. В их ассоциации входят Pb, Zn, Cu, Sn, Co, W и др (так называемая редкометальная формация). Месторождения и рудопроявления такого типа гидротермально-метосоматического происхождения. Для них характерно тонкие выделения в сульфидах золота с небольшим количеством серебра.

*Золото-серебряная формация* проявлена в границах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. В минеральных парагенезисах этой формации ведущими металлам являются Pb, Cu, Ag, Fe, Mn, иногда Zn и Hg. Золото-серебряная формация при некотором однообразии и повторяемости рудных элементов от месторождения к месторождению различаются по рудному и жильному комплексам. Жильный комплекс определяет индивидуальность каждой формации, которые выделяются и по типу окolorудных изменений. Хотя для них и характерно повторение аргиллитовых, цеолитовых и пропилитовых зон, но при наложении разновременных гидротермально-метосоматических процессов они могут усложняться. В золото-серебряных формациях существует тесная ассоциация золота и серебра, образующих сплавы или интерметаллические соединения. Золото-серебряное отношение здесь всегда значительно ниже, чем на месторождениях всех других золоторудных формаций.

Известен ряд золоторудных вулканогенно-плутогенных месторождений с весьма своеобразной ассоциацией минералов, представленных сульфидами или сульфосолями разнообразных металлов. Такие месторождения присутствуют в зонах разития наземного вулканизма и соседствуют с существенно плутогенными сериями магматических пород. Для таких месторождений характерны следующие особенности: в них золото тесно связано с сурьмой, висмутом и теллуrom, что дает основание для выделения *золото-висмuto-кварцевой и золото-теллуpo-кварцевой формаций*. К такому типу можно отнести месторождения Многовершинное.

Преобладающий тип россыпей – аллювиальный, долинный. Открытие и начало золотодобычи датируется 70 годами XIX века. С тех пор практически непрерывно ведутся как разведка, так и эксплуатация месторождений рудного и россыпного золота.

На карту полезных ископаемых листа N-54 вынесены 6 коренных месторождений, из них одно крупное (Многовершинное IV-2-12), одно среднее (Белая Гора IV-3-28), че-

тыре мелких (Троицко-Покровское, VI-1-35, Октябрьское V-249, Бухтянское V-3-16, Дыльменское V-3-25), 119 проявлений и 3 пункта минерализации.. Россыпная золотоносность представлена 2 крупными (V-1-22, 23), 26 средними (III-2-34, IV-1-23, IV-2-1, IV-2-3, IV-2-10, IV-2-18, IV-2-32, IV-2-37, IV-2-41,-42,49,50,51,52,53, IV-3-21,32,43, V-1-9,51, V-2-10, V-3-3, VI-1-6,34,36, VI-2-50), 106 малыми россыпями и 101 россыпепроявлениями. Выявлено также 19 шлиховых ореолов, 1 шлиховой поток рассеяния золота. Ниже дана краткая характеристика типовых золоторудных и россыпных месторождений.

Золото-кварцевые малосульфидные проявления в большинстве случаев приурочены к терригенным, терригенно-вулканогенным в разной степени контактово-метаморфизованным породам рамы гранитоидных интрузий. Залегание рудных тел непосредственно в гранитных массивах встречается реже. Масштаб оруденения – от точек минерализации с незначительными содержаниями до промышленных месторождений. В Нижнеамурском золотоносном районе наиболее ярким примером золото-кварцевой формации является месторождение Покровско-Троицкое (VI-1-35) и Октябрьское (V-2-49).

**Месторождение Покровско-Троицкое (VI-1-35)**, известное с 1912, представлено тремя участками: Покровским, Троицким и Красным Станом, расположенными в пределах северо-восточной зоны повышенной трещиноватости с интенсивно развитым жильно-прожилковым окварцеванием и слабой сульфидизацией. К этой зоне тяготеет большинство рудных золотоносных тел: Центральное, Главное, Медвежье, Южное, Старательское и другие. Протяженность всей минерализованной зоны около 5 км при ширине ее от 0,3 до 1,2 км. Рудные тела представляют собой кварцевые жилы (и прожилки) сложной морфологии. Большинство рудных тел (жил) имеют небольшую протяженность - до 450 м и небольшую среднюю мощность - до 35 см. Оруденение относится к золото-кварцевой формации средних глубин с малым количеством сульфидов (не более 3 %). Распределение золота весьма неравномерное. Обогащенные участки имеют форму гнезд с очень высоким содержанием металла (до 2-4 кг/т), совокупность которых образует рудные тела (близкие к вертикальным) протяженностью 50-100 м, мощностью до 0,5 м, прослеженные на глубину до 400-500 м. Среднее содержание золота в этих рудных телах > 100 г/т, а в промышленных жилах- 50-70 г/т. Пробность золота, по определению ЦНИГРИ, - 705. Золотоносность месторождения заметно падает с северо-востока на юго-запад и основным промышленным объектом является участок Троицкий, из жил которого извлечено 54 % металла от общего количества золота (4270,5), добытого на месторождении в процессе обработки его с 1941 по 1961 гг. В целом степень разведанности месторождения высокая (как с поверхности, так и на глубину). По общим промышленным запасам оно считается мелким (паспорт А-№ 35, 1983г.). Балансовые запасы полностью отработаны в период с 1941

г. по 1963 г. На флангах Покровско-Троицкого рудного поля, кроме многочисленных пунктов минерализации, выявлено перспективное рудопроявление: Еловое (VI-1-37) Оруденение золото-кварцевой формации приурочено к кварцевым жилам и зонам прожилкового окварцевания, локализованным в эндо-экзоконтактовых зонах массивов: Троицкого (рудопроявление Еловое), которое прорывает и метаморфизует нижнемеловые отложения. Мощность кварцевых жил от 1 до 30 см, зон окварцевания - от 20 до 70 м при протяженности 200-260 м. Содержания золота колеблются от 0,01 до 6 г/т, серебра до 20 г/т. Рудопроявление недоизучено. По геологическому строению и характеру оруденения оно сходно с Покровско-Троицким месторождением.

**Месторождение Октябрьское (V-2-49)** локализовано в экзо-эндоконтактовой зоне Маловаюнского массива позднемеловых гранодиоритов и представлено серией кварцевых с сульфидами жил мощностью от 0,02 до 1,25 м (чаще всего 7,0-40,0 см) и протяженностью от 20 до 300 м. Большинство жил имеют весьма сложную морфологию и локализованы в пределах эндоконтактовой части интрузии. При переходе во вмещающие роговики они, как правило, расщепляются и выклиниваются. Золото находится в ассоциации с сульфидами (арсенопиритом, пиритом, галенитом, халькопиритом) в виде комковатых, дендритовидных и проволочкообразных выделений размером до 0,5 мм (редко до 1,5 мм). Распределение золота в жилах крайне неравномерное, содержание его колеблется от 1,2 г/т до 50,3 г/т, редко до 184,5 г/т, а в единичных "рудных столбах" достигает 600 г/т. Ранее, по имеющимся на 1960 г. запасам в 0,3 т по категории  $C_1+C_2$  (Т.В. Урманова, 1960 г.), месторождение было оценено как непромышленное. Старательской артелью здесь велась отработка металла ручной рудоразборкой, при которой было добыто 30 кг золота из наиболее богатых жил. В связи с ограниченными запасами и прогнозными ресурсами (паспорт Г-I № 41, 1984 г.) в настоящее время оно рассматривается как не имеющее промышленного значения.

К малосульфидному золото-анальцимовому минералого-геохимическому типу относится **проявление Берёзка (III-5-20)** расположенное в районе горы Левенштерна (Коноваленко, 2010). Здесь проведены поиски масштаба 1:10 000, заключающиеся в проходке шурфов, канав по всей площади габброидного массива, траншей по простиранию главного рудного тела и бурении скважин. В оперативных целях на площади проявления выполнены поиски по вторичным ореолам масштаба 1:10000.

Проявление приурочено к тектоническому блоку габброидов, локализованному в ультрабазитах Южно-Шмидтовского массива. Обратная намагниченность массива, свидетельствует о нарушении его первичного залегания. Массив габбро размером 1300x500 м имеет тектонические контакты с гипербазитами. Северный, восточный и западный кон-



такты крутые до вертикальных, юго-западный пологий 30-50° с падением под ультрабазитовый массив. Характерно, что к пологому юго-западному эндоконтакту и приурочено главное рудное тело, а на крутых участках эндоконтакта отмечается лишь слабая золотая минерализация. Дорудный метасоматоз выражен в амфиболизации, хлоритизации, альбитизации, пренитизации (среднетемпературная стадия углекислого метасоматоза). Золотое оруденение связано с низкотемпературной цеолитизацией, которой подвержен весь массив, обусловившей высокий (0,09 г/т) фон золота в нем.. Пострудные изменения выражены в натролит-карбонатизации. Аномальные концентрации золота (>0,2 г/т) приурочены к линейным взбросо-надвигам, сбросам северо-западного простирания внутри массива и к юго-западному его эндоконтакту. Максимальная длина рудоносных зон 1200 м. Главная рудная зона мощностью до 70 м приурочена к юго-западной эндоконтактовой части тела габброидов. Вмещающие массив перидотиты на контакте превращены в листоватые серпентиниты.

Рудоносные зоны включают системы коротких анальцимовых жил, линз и зон брекчированных габброидов с анальцимовым цементом. Мощность зон на участках пересечения и сопряжения синрудных нарушений достигает 200 м. Рудные тела имеют линзовидную форму и достигают размера 16-17 м. В контуре содержания 1-5 г/т вскрыто 8 рудных линз размером до 20x2 м. Из рудных минералов кроме свободного золота присутствуют пирит, халькопирит, борнит, редко арсенопирит.

Размах оруденения, судя по данным бурения, не менее 300 м. На глубине скважинами вскрыты первичные ореолы с максимальным содержанием на секцию 1,0 м – 1,02 г/т. Золото в рудных жилах преимущественно свободное, в сростках с анальцимом, халькопиритом и пиритом. Золото кавернозное, дендритовидное, комковатое, пробы 812.

Проявление сопровождается элювиально-делювиальным шлиховым ореолом. Судя по орговикованным туфопесчаникам, слагающим вершину г. Левенштерна и перекрывающих габброидный массив, эрозионный срез рудных тел невелик (не более 100 м). Авторские прогнозные ресурсы (P<sub>2</sub>) проявления Берёзка на глубину 300 м оцениваются в 10,8 т при средней перспективности и высокой надежности прогноза.

К золото-сульфидной формации плутогенного гидротермального ряда могут быть отнесены рудопроявления Михайловское (IV-2-31), Большая Иска, (IV-3-42) Плавное (V-2-19) и Мангули (IV-2-32).

Рудопроявление участка Михайловского (IV-2-31), расположено на водоразделе руч.Васильевского и Петропавловского, частично охватывает правобережье р. Бекчи. В 1953 г. В.И. Назаровым был установлен шлиховой ореол золота и вскрыты зоны пиритизированных алевролитов. Орельская партия провела комплексные работы. Участок сложен дислоци-

рованными верхнеюрскими отложениями, представленными песчаниками, алевролитами и их переслаиванием. Среди изверженных пород на юго-восточном фланге установлены редкие штоки и дайки палеоценовых диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов. Прожилковое окварцевание пород характерно для всей площади участка. Мощность прожилков – от долей мм до 2-3 мм, редко достигает 2-3 см. К зонам разрывов приурочены серицитовые, серицит-кварцевые метасоматиты, иногда с хлоритом и мусковитом как по интрузивным породам, так и по осадочным. Мощность зон серицит-кварцевых метасоматитов достигает 100 м, протяженность их более 1 км. В серицит-кварцевых метасоматитах по диорит-порфиритам иногда отмечаются пустоты выщелачивания, выполненные гидроокислами железа и мелкой вкрапленностью пирита и арсенопирита. Ширина ореолов кварц-серицитовых метасоматитов вокруг отдельных интрузий достигает 100 м. К ним приурочена убогая золотая минерализация. Среди метасоматитов довольно часто встречаются зоны брекчирования, в которых широко развиты метасоматическое и прожилковое окварцевание, лимонитизация, повышенные концентрации арсенопирита, пирита. Наиболее перспективными на обнаружение золота являются кварц-серицитовые метасоматиты в экзоконтакте штока кварцевых диорит-порфиритов (содержание золота – 0,1-2 г/т, среднее содержание 1,7 г/т, 2,4 г/т при штучном опробовании). Намечаются устойчивые парагенезисы золота с серебром, мышьяком и полиметаллами. В металлотметрических пробах: серебро – 2 г/т, мышьяк – до 1%, медь, цинк, свинец – 0,1%.

**Месторождение Белая Гора (IV-3-28)** расположено в верховьях р. Колчанка, известно с 1894 г. и признано классическим эталоном месторождений глубинной золото-серебряной формации. Месторождение приурочено к Белогорской кальдере, непосредственно к олигоценовой трахириолит-трахидацитовый экструзии. Породы подверглись интенсивному гидротермальному изменению и превращены в кварциты, адуляр-кварцевые, гидрослюдисто-кварцевые породы и карбонат-эпидот-хлоритовые пропилиты. Все эти измененные породы определяют площадь Белогорского рудного поля, в пределах которого, кроме Белогорского месторождения, выявлен ряд мелких рудопроявлений – Павловское, Огородное, Колчанское и другие. Месторождение Белая Гора (IV-3-28) представляет собой крупный штокверк (площадью около 1 км<sup>2</sup>), изученный на глубину 312 м. Штокверк образован маломощными крутопадающими, различно ориентированными прожилками кварца мощностью от долей мм до 2-3 см. Золоторудные тела не имеют четко выраженных границ и их контуры определяются по данным опробования. Оруденение носит гнездовый характер. Гнезда располагаются кулисообразно и контролируются зоной минерализованных брекчий. Содержание рудных минералов (пирит, гематит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, минералы серебра) не превышает 3%. Руды относятся к тонковкрапленному типу. Золото распределено неравномерно как с поверхности, так и на глуби-

ну. Золото мелкое с преобладанием комковидных и жилковидно пластинчатых форм, низкопробное. Пробность 480–788. Содержания золота колеблются от 0,2 до 2 г/т (среднее 1,4–1,8 г/т), серебра от 2,2 до 32,2 г/т. Отношение золота к серебру от 1:4 до 1:12. В пределах штокверка выделяется полоса обогащенных золотом участков (500 x 1500 м), в которых было выявлено и отработано 13 богатых рудных гнезд с содержанием золота в рудах до 386 г/т. В виде тонкодисперсного золота отмечается в пирите – до 300 г/т, а также в сростках с киноварью и кварцем. Золото добыто в 1929–1933 гг. – 900,9 кг. Балансовые запасы категории С<sub>1</sub> 12726 кг, С<sub>2</sub> 9061. Забалансовые запасы 4896 кг (содный отчет БЗ золота Хабаровского края на 01.01.2014 г.).

Большое сходство с месторождением Белая Гора имеет золото-серебряное месторождение Бухтянское. Оно локализуется в кальдерообразной вулканоструктуре, где широко распространены поздне меловые, преимущественно кислые по составу вулканиты и кайнозойские базальты.

**Бухтянское месторождение (V-3-16)** представляет собой штокверк размером 700 x 400 м, приуроченный к жерловине олигоценового Бухтянского палеовулкана. Жерловые трахидациты и трахириодациты превращены в адуляр-кварцевые породы. Золотоносные рудные тела в пределах штокверка сгруппированы в две зоны северо-восточного простирания мощностью от 60–70 м до 100–200 м. Мощность рудных тел от 0,2 до 3 м, а отдельных кварцевых жил – от 0,2 до 0,8 м. Средние содержания золота в рудных телах 4,4–9,6 г/т. Высокие его содержания (84,5 г/т) наблюдаются в тонких кварцевых прожилках; содержание серебра от 0,01 до 975 г/т (единичные пробы до 1,5 кг/т). Отношение золота к серебру составляет от 0,93 до 1,33. Визуально золото обнаруживается в прожилках гребенчатого кварца в виде почковидных и проволочковидных выделений длиной до нескольких сантиметров. Подавляющее количество золота отвечает электруму. Очень высока примесь серебра – до 33,3%. Пробность золота 544–703. Запасы металла сосредоточены в приповерхностной части месторождения до глубины 45 м (по скважинам) и составляют по категории С<sub>2</sub> – 393,4 кг, прогнозные ресурсы 1500 кг. Аналогичны Бухтянскому типу рудопроявления Трудное, Стрелка (V-3-17) (на флангах месторождения Бухтянское).

Эпитермальное золото-кварцевое формирование в связи с раннепалеогеновой металлогенической стадией не отличается высокой продуктивностью. Представляют формирование Дыльменская группа, объединяющая Дыльменское месторождение (V-3-25) и рудопроявление Полянка (V-3-20), принадлежащими одной протяженной рудной зоне близ меридионального простирания. Золотоносная зона располагается в западной части Дыльменской приразломной вулканической впадины поздне мелового–палеогенового возраста на стыке с меловыми складчатыми образованиями.

**Дыльменское месторождение (V-3-25)** открыто Т.А. Югаем (1966 г.), изучалось А. Т. Тертеряном в 1971 г., Л.А. Манкевич, Г. А. Лошкаревым в 1976 г., получило оценку по результатам предварительной разведки в 1977 г. [92], в связи с новыми требованиями промышленности к минеральному сырью переоценено в 1998 г. В 1996-2000 гг. старательской артелью «Приморье» проведена доразведка. Месторождение локализовано в юго-восточной краевой части Дыльменской вулканоструктуры, сложенной андезитами сусанинской толщи, инъецированными субвулканическими образованиями того же состава. Канавами и бурением выявлена и прослежена на 1700 м одна зона гидротермально измененных пород шириной 20-80 м, приуроченная к крутопадающему (60-75°) на восток меридиональному разлому. Зона прослежена до глубины 280 м, ее нижняя граница не определена. Внешняя часть зоны сложена серицит-гидрослюдисто-кварцевыми, внутренняя – адуляр-кварцевыми, осевая – кварцевожильными гидротермалитами. Вмещающие породы пропилитизированы и окаймляют рудоносную зону на ширину до 400 м в лежащем боку и до 1300 м в висячем. Системой близвертикальных широтных разломов зона гидротермалитов разделена на три блока: южный, центральный и северный, по простиранию в ней выделяются два субпараллельных рудных тела – Западное и Восточное. Протяженность Западного тела составляет 840 м, мощность колеблется от 0,4 до 5,1 м, содержание – 2,5-32 г/т, глубина оруденения -до 150 м при средних мощностях (по блокам) соответственно 2,1, 4,1, 2,0 м и средних содержаниях – 9,8, 7,4, 5,4 г/т. Восточное тело, прослеженное в южном и центральном блоках, имеет протяженность 270 м, мощность колеблется в пределах 0,7-1,7 м, содержание золота –5,6-40,2 г/т, глубина оруденения установлена до 100 м при средних мощностях (по блокам) соответственно 0,8 и 1,3 м и средних содержаниях 7,8 и 18,9 г/т. Рудные минералы представлены золотом, пиритом, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом, марказитом, пирротинном, рутилом, бурнонитом, теннантитом, вольфрамитом, лейкоксеном, ильменитом, халькозином, лимонитом, скородитом, гематитом, гидротитом, гётитом, гидроокислами марганца. Золото образует мелкие (0,01-0,2 мм) ксеноморфные, реже округлые, каплевидные выделения в кварце, галените, сфалерите, пирите и халькопирите, иногда слагает микропрожилки. Пробность золота колеблется от 650 до 795, балансовые запасы  $C_1+C_2$  составили 2646 кг (НТС ГУПР МПР по Хабаровскому краю, 2003 г., № 13) ресурсы по категориям  $P_1$ -2,942 т и  $P_2$ - 1,8 т при средних содержаниях золота соответственно 10-15 и 8,6 г/т и глубине прогноза 100 м.

Крупнейшее в Приамурье золоторудное **месторождение Многовершинное (IV-2-12)** открыто в 1959 г. (В.Р. Поликанов), ныне эксплуатируется. Оно детально охарактеризовано в ряде публикаций (С.И. Косов, М.М. Константинов, Ю.Г. Пискунов и др.); наиболее поздние сводки принадлежат В.Г. Моисеенко, Л.В. Эйришу (1996 г). Рудное по-

ле Многовершинного месторождения с параметрами 9 x 11 км в своем нижнем ярусе сложено складчатыми терригенными отложениями нижнего мела; верхний структурный ярус представляют остатки покровной и, главным образом, жерловые и субвулканические фации эродированных андезитовидных вулканоструктур позднего мела. Более поздним (палеоцен-эоцен) является крупный многофазный Бекчи-Улский гранитоидный плутон (500 кв. км), ограничивающий рудное поле с востока. Плутон и широко распространенные в пределах рудного поля его сателлиты оказали контактовое воздействие на вмещающие породы и руды. Повсеместно пропилитизированные породы рудного поля вмещают зоны серицит-кварцевых метасоматитов, и зоны существенно кварцевых образований, последние несут промышленное золотое оруденение и представляют собой жилы, жилообразные тела и штокверки, секущиеся гранитоидами бекчиулского интрузивного комплекса; по абсолютным датировкам метасоматитов, возраст оруденения позднемеловой-раннепалеогеновый (74-62 млн. лет, по Е.И. Бондаренко и Т.В. Ковальчук, 1972). В эндо- и экзоконтакте Бекчи-Улского плутона отмечаются мусковит-кварцевые и мусковит-турмалин-кварцевые грейзены. Редко встречающиеся кварц-полиметаллические жилы пересекают золоторудные тела, характеризуются повышенными концентрациями серебра (5-254 г/т). Продуктивные золоторудные тела в своем размещении контролируются, в основном, разломами СВ направления. Установлено несколько десятков промышленных рудных тел, из которых наиболее продуктивны Верхнее, Центральное, Промежуточное-1, Южное и др. Примером могут служить два первых тела, принадлежащие единой рудной зоне. Представлены они мощными крутопадающими залежами кварца, пересекающими гидротермально измененные андезитовые вулканиды, а на глубине - осадочные породы. Общая длина залежей, включая слабозолотоносные участки, - 3 км, вертикальный размах оруденения - 500 м. Промышленные тела образованы тонкозернистым кварцем с адуляром и сульфидами (до 5%). В составе тел кварц составляет до 90% их объема, адуляр до 20, серицит - до 10%; незначительные примеси - турмалин, эпидот, хлорит, галлуазит. Весьма широкий спектр рудных минералов, помимо золота, представляют пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, реже - аргентит, фрейбергит, пираргирит, алтаит, петцит, гессит, висмутин, бурнонит, редко касситерит, вольфрамит, киноварь, магнетит, гематит. Проба золота 750-850, под метаморфизирующим влиянием бекчиулских гранитоидов в продуктах реовинации отмечается высокопробное золото (890-950) (Моисеенко, Фатьянов, 1978). Теллуриды: (гессит, алтаит, петцит) находятся в сростании с галенитом, халькопиритом, сфалеритом, минералами блеклых руд. В формировании золоторудных тел выделяется до 6-ти стадий минералообразования (по С.И. Косову, 1978): 1) кварц-серицитовая, 2) ранняя продуктивная адуляр-кварцевая с

блеклыми рудами и золотом, 3) поздняя продуктивная кварц-родонит-родохрозитовая с сфалеритом, золотой и сульфосолями серебра, 4) скарновая, 5) турмалиновая, 6) кварц-карбонат-полиметаллическая. Месторождение относится к субвулканической малосульфидной золото-кварцевой (с теллуридами) формации. Изложенное позволяет отнести к числу определяющих следующие черты Многовершинного месторождения: парагенетическую связь золотого оруденения с позднемеловым ВК, полистадийность гидротермально-рудообразующих процессов, преимущественное развитие рудоносных кварцево-метасоматических зон и штокверков при подчиненном развитии типично кварцевожильных, значительный вертикальный размах оруденения (более 500м). Балансовые запасы на 01.01.2014 г. - 25229 кг (А+В+С1), 20274 кг (С2), 117 кг – забалансовые (Сводный отчетный БЗ золота Хабаровского края, 2014).

**Золото (серебро) содержащие оруденение медно-порфиривого типа**, перспективное на поиски крупных месторождений пространственно и генетически связаны с порфирированными интрузиями, при этом их промышленная ценность определяется не только повышенными содержаниями меди и молибдена, а также в ряде случаев золота и серебра. Золото (-серебро)-медно-порфирированные месторождения нередко ассоциируют с серией золото-серебряных эпитермальных месторождений. Они сменяют друг друга по вертикали и, по мнению многих авторов, связаны единой генетической системой. Примерами площадей, перспективных на оруденение медно-порфиривого типа, являются Амгунь-Бичинское междуречье Ангочиканского узла, южная часть Тахтинского узла (Тырский участок). Авторами предшествующих работ на Бичи-Амгунской площади выделены участки для детальных поисков на золото без учета перспектив на золото-медно-порфирированные системы. Несмотря на отрицательные заключения по многим из них (ввиду низких содержаний металла), они заслуживают дальнейшего изучения, в т.ч. на глубину.

Наиболее перспективным является **участок Кентавр (VI-1-1)** на пересечении СЗ и СВ структурных планов. На его площади песчаники и алевролиты верхнемеловой горинской свиты прорваны интрузиями гранодиорит-порфирированных и гранодиоритов позднего мела и палеогена, субвулканическими телами риолитов, эксплозивных брекчий риолитов и дацитов, а также дайками и дайкообразными телами кварцевых диорит-порфирированных и андезитов палеогена. Осадочные породы ороговитованы, частично превращены в кварц-серицитовые метасоматиты. Широко развита пиритизация как осадочных, так и изверженных пород. Повышенные концентрации меди (0,01-0,5%) отмечаются в 24,7% проб, золота (0,01-1,0 г/т) - в 32 % проб, содержания молибдена и цинка - до 0,01 %, свинца - 0,08%, реже отмечается серебро (10-30 г/т).

Рудопоявление Тыр приурочено к субвулканической интрузии диорит-порфири-тов, прорывающей туфопесчаники с прослоями внутриформационных туфогенных конгломератов и туфоалевролитов. Выделена рудная зона - полоса гидротермально-измененных пород пропилитового ряда, как по вмещающим породам, так и по диорит-порфири-там, характеризующаяся густой сетью маломощных кварцевых, кварц-халькопиритовых, кварц-халькопирит-пиритовых прожилков и гнездовой рассеянной вкрапленностью пирита. В зальбандах прожилков породы осветлены, обохрены или окварцованы, иногда (в интрузивных породах) турмалинизированы. По диорит-порфири-там отмечаются зоны дробления. На площади установлен вторичный ореол рассеяния меди. По данным штуфного и бороздового опробования содержания меди -0,01-0,7 % (в среднем - 0,2 %), золота -0,08-1,8 г/т (в среднем 0,58 г/т), молибдена - 0,001-0,01 %, свинца - до 0,5 %, редко мышьяк - до 0,1 %, висмут и следы серебра. Участок исследовался бурением на глубину как медное проявление, т.к. невысокие содержания золота не представляли промышленного интереса в период изучения - в 1958-60 гг. Скважиной вскрыт меденосный интервал (первичные медные руды) с глубины 28 м до забоя - 154 м, причем максимальное содержание (0,28 %) установлено на интервале 143,8-154,0 м. На золото скважина не опробовалась. Прогнозные ресурсы Тырской площади (684 кв. км) по категории P<sub>3</sub>, определенные методом аналогии, составили 23 т.

Наличие площадей, перспективных на золото-медно-порфировое оруденение, позволяет надеяться, что при целенаправленных поисках месторождения этого типа будут обнаружены.

**Золото россыпное.** Промышленные россыпи в основном сосредоточены в Херпучи-Ваюнском и Пильдо-Лимурийском золоторудно-россыпных районах, Бекчи-Улском, Тахтинском, Бедогорском золоторудно-россыпных узлах, где они отрабатываются 5-ю старательскими артелями. Россыпные месторождения представлены различными морфогенетическими типами. Разрабатываются четвертичные аллювиальные пойменные, реже террасовые и делювиальные россыпи, целиковые и техногенно-целиковые. Россыпные месторождения обычно небольшие по запасам, с невысоким одержанием золота. Золото добывается в основном открытым раздельным (92,3% от добычи россыпного золота) и лишь незначительная часть дражным и гидравлическим способами. Ниже приводится характеристика типичных и наиболее значимых россыпей золота.

В Херпучинском оловянно-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпном узле с 1870 г. известна крупная аллювиальная долинная россыпь р. Херпучи (V-1-22), детально разведана, разрабатывалась в 1871-1916, 12934-1980 гг. Добыто – 10 865 кг золота (Пас-

порт В-207). Остаток балансовых запасов 58 кг, забалансовых - 164 кг передан в Госрезерв (Сводный отчетный БЗ золота Хабаровского края, 2014)

В Ваюнском золоторудно-россыпном узле разведана группа россыпей, включающая следующие россыпи: Сунгачанскую (V-2-54), Маловьюнскую (VI-2-3), кл. Вьюнскую (VI-2-4), Петровскую (VI-2-17). Изучение и оценка россыпной золотоносности бассейнов рек Мал. Вьюн, Вьюн и Петровский проводились Херпучинским и Удыльским ПУ в 1948–1957 гг., Нижне-Амурской экспедицией ДВГУ в 1961–1964 гг. и объединением «Приморзолото» с 1979 по 1992 гг.

Протяженность долинных россыпей в пределах их промышленных контуров 1100–7600 м при ширине 31–120 м и мощности золотоносного пласта от 1,8–2,0 м до 5–6 м (I-2-3), мощность массы от 3,3 до 20 м. Среднее содержание золота на массу составило 163–343 мг/м<sup>3</sup> (максимальное 612–990 мг/м<sup>3</sup>), на пласт в россыпи р. Сунгачан (V-2-54) – 2300 мг/м<sup>3</sup> (максимальное – до 4176 мг/м<sup>3</sup>), р. Вьюн (VI-2-4) – от 203 до 6100 мг/м<sup>3</sup>. Пробность золота от 780 (руч. Петровский(VI-2-17) до 854–860. Золотины мелкие (до 1 мм), слабоокатанные часто в сростках с кварцем. В россыпи р. Вьюн (VI-2-4) отмечаются редкие самородки весом до 291 мг. Плотик сложен, как правило, выветрелыми гранодиоритами, в долине р. Вьюн(VI-2-4) – песчаниками и глинистыми сланцами. В настоящее время большая часть россыпей отработана малолитражной драгой и гидравлическим способом (объединение «Приморзолото»). Оставшиеся на балансе запасы (500 кг) приурочены к нижней части россыпей и трудно извлекаемы из-за разубоживания пласта.

Россыпи золота Покровско-Троицкого золоторудно-россыпного узла сосредоточены преимущественно в южной его части, одна россыпь – в северной. Слабая золотоносность рыхлых аллювиальных отложений установлена почти повсеместно. Поиски россыпного золота, разведка и эксплуатация выявленных месторождений проводились с 1871 г. и осуществляются по настоящее время. Большая часть россыпей расположена на левобережье р. Битки по ручьям Мал. Битки (VI-2-52), Покровский (VI-1-36), Красный (VI-1-38), Грязный (VI-2-44), Сивук(VI-2-45), р. Амбакта (III-1-7). В настоящее время они почти полностью отработаны. Промышленные россыпи ручьев Красный, Малая Битки эксплуатируются ЗАО «Артель старателей «Ульчская».

Россыпи обычно приурочены к верховьям ручьев или к их средним течениям. Длина россыпей наибольшая по р. М. Битки – 9 км, по ручью Грязный – около 3,4 км, по остальным колеблется от 1 до 2,8 км. Ширина их в среднем 20–40 м, по р. М. Битки она максимальная – до 300 м. Чаще россыпи мелкозалегающие, долинные (русловые, пойменные). Строение их простое с концентрацией золота в приплотиковых частях. Мощность пластов, наиболее обогащенных золотом, от 1 до 2 м при общей мощности золотоносного



аллювия 4–8 м. Среднее содержание золота 250–350 мг/м<sup>3</sup> массы, в местах слияния ручьев Троицкий, Покровский, Красный оно достигает нескольких граммов. Размер крупных золотинок 2–3 мм, редко до 5 мм, преобладает мелкое (0,5–1,0 мм) золото. Коренными источниками золота в россыпях являются кварцевые, кварц-сульфидные прожилки, жилы, или зоны кварцевых брекчий и прожилкового окварцевания. В верхних частях протяженных россыпей золотины обычно крупные, в средних – мелкие, те и другие обычно слабо обработанные. В нижних частях россыпей золотины только мелкие и сильно потертые, плоские. Содержание золота в верхних и средних частях россыпей более высокое, чем в нижних, где оно постепенно уменьшается и становится непромышленным (менее 100 мг/м<sup>3</sup> массы).

**Серебро** является важным сопутствующим компонентом в месторождениях и многих золоторудных проявлениях. Обычные содержания его в рудах колеблются от 5 – 10 до 50 –100 г/т, аномальные – в отдельных штуфных пробах на проявлениях Дубовая Гора, Салдобуровское, Оремиф и Беглое достигают соответственно 310; 628,9; 962,4 и 1000 г/т, а на Бухтыанском месторождении – 1510,2 г/т. Наиболее богатое оруденение принадлежит золото-серебряной формации. В локализации его большое значение имеют вулканотектонические структуры, вмещающие экструзивные, субвулканические тела и связанные с ними зоны метасоматитов.

В подавляющей части объектов этой формации серебро является второстепенным полезным ископаемым (месторождения Многовершинное, Белая Гора, Бухтыанское, Дыльменское, проявления Верхнемалахтинское, Дубовая Гора и др.). Серебряная минерализация представлена в них аргентитом, пироморфитом, пруститом, самородным серебром. Реже отмечаются гессит, кераргирит, фрейбергит, петцит. Объекты, в которых ведущая роль принадлежит серебру, немногочисленны. Известно одно проявление, один пункт минерализации и четыре литохимических ореола.

*Проявление Верхняя Лев. Джатка (VI-1-42)* локализовано в нижнемеловых песчаниках и алевролитах, прорванных позднемеловыми гранодиоритами и гранодиорит-порфирами. Осадочные породы интенсивно ороговикованы, местами окварцованы, серицитизированы и сульфидизированы. Канавами вскрыты 20 кварц-сульфидных жил и прожилков северо-западного направления мощностью от 3 до 40 см, редко до 3 м. Сульфиды представлены арсенопиритом, пиритом, редко халькопиритом, галенитом и скородитом. Содержание серебра в бороздовых пробах составило от 10 до 100 г/т и в одной пробе – 1000 г/т. В качестве примесей отмечены золото до 3 г/т, свинец и мышьяк до 1%, воль-

фрам и цинк до 0,1% [Поликанов, 1956]. В ходе более поздних работ проявление получило отрицательную оценку [Минаева, 1987].

*Пункт минерализации Овальный (VI-3-17)* сложен вулканогенными породами больбинской, татаркинской свит и улской толщи, прорванными комагматичными экзурзиями андезитов, субвулканической интрузией диорит-порфиритов и дайками андезитов. Широко развиты пропилиты эпидот-хлоритовой фации, площадным распространением пользуются серицит-кварцевые породы с включениями сульфидов, замещенных лимонитом и скородитом. Присутствуют ильменит и рутил. Серебро установлено в 8 из 370 штучных проб в количестве 0,01 – 10 г/т. Кварцевые жилы в коренном залегании не выявлены [Поликанов, 1974].

В аллювиальных отложениях серебро образует ореолы и потоки рассеяния с низкими (0,2 – 0,8 г/т) его содержаниями в донных пробах. Площади ореолов колеблются от 1,8 км<sup>2</sup> до 128 км<sup>2</sup>, длина потоков – 1,4 – 3,0 км. Приурочены они к выходам измененных пород и, как правило, сопряжены с проявлениями, пунктами минерализации, литохимическими и шлиховыми ореолами и потоками рассеяния золота, свинца, цинка, ртути, висмута и мышьяка [Добкин, 2012]. На карту вынесены наиболее обширные ореолы.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Уран.** Единственное гидротермальное проявление *Мыс Промежуточный (III-3-7)* расположено на берегу Сахалинского залива и приурочено к экзоконтакту интрузии кварцевых монцодиоритов палеоценового бекчиулского комплекса, прорывающих меловые осадочные породы. Оруденение локализовано в зоне разлома близмеридионального направления. В береговом обрыве выявлено около 20 сульфидных (пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит, сфалерит) и кварц-сульфидных рудных тел мощностью от 0,1 до 5 м с максимальной радиоактивностью до 260 мкР/час. По данным отдельного радиометрического анализа, этой активности отвечает содержание урана 0,15%, тория – 0,06%. Урановый минерал представлен отенитом (?), слагающим пленки по трещинам в породе. Перспективы проявления не ясны [Пилацкий, 1970].

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Химическое сырье

**Алунит.** Алунитовая минерализация формации глиноземистых вторичных кварцитов гидротермально-метасоматического вулканогенного типа распространена в Нижнем Приамурье. Наиболее благоприятной средой для ее локализации послужили массивы кварцитов, образованные по вулканогенным породам умеренно кислого состава маломихайловского и отчасти татаркинского комплексов. Площади массивов 5 – 10 км<sup>2</sup>, строение примерно одинаковое. В центральной части их (иногда на глубине) расположено субвулканическое тело риодацитов, риолитов или дацитов, по периферии – вулканиты покровных фаций, игнимбриты и туфы того же состава. Вторичные кварциты развиваются как по субвулканическим (жерловым), так и по покровным фациям, формируя чашеобразные залежи. Кроме алунита (7 – 41%) и кварца, они содержат серицит, диккит, диаспор, пирофиллит, корунд, андалузит, гидроксиды железа. На карту вынесено два предварительно разведанные месторождения алунита (Искинское и Гряда Каменистая) и 11 проявлений этого вида минерального сырья. Два проявления – Круглый Камень и Коль – считаются перспективными. Продуктивность объектов оценивалась только на алунит, возможности использования содержащихся в залежах диккита, пирофиллита и корунда не рассматривались.

*Месторождение Искинское (IV-3-38)* изучено в 1965 – 68 гг. Предварительной разведкой околонурина залежь алунитовых кварцитов конусовидной формы размером 2,3 x 1,2 км<sup>2</sup> на поверхности, прослеженная на глубину до 362,4 м. Среднее содержание алунита 27 – 32% по поверхности и 25 – 27,5% по скважинам. Запасы руды оценены на 1.01.1969 г. по кат. С<sub>2</sub> в количестве 87,6 млн. т [Иванищенко, 1969]. На месторождении *Гряда Каменистая (V-3-26)* околонурины две рудные залежи с промышленными параметрами. Среднее содержание алунита – 26,7% при колебании от 5 до 90%. Руды массивные, каркасные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные. Запасы руды кат. С<sub>2</sub> – 72,5 млн. т, прогнозные ресурсы Р<sub>2</sub> – 102 млн.т [Шавро, 1966]. В ортоклазовых метасоматитах месторождения, обособленных от вторичных кварцитов, установлены кварцевые прожилки с магнетитом, молибденитом, халькопиритом, самородной медью и вольфенитом. Мощность прожилков 2 – 3 см, протяженность до 0,5 м. На поверхности они образуют неясно выраженный штокверк с содержанием золота до 1,5 г/т. Совместно с золотом наблюдаются повышенные концентрации свинца цинка меди и молибдена. Возможно, на глубине следует ожидать более интенсивное золотополиметаллическое оруденение [Кайдалов, 2002]. Запасы месторождений алунита балансом не учитываются, месторождения не разрабатываются.

*Проявление Круглый Камень (V-3-34)* приурочено к массиву вторичных кварцитов по вулканитам маломихайловской свиты, образующим трубообразную залежь площадью

2 км<sup>2</sup>. Содержание алунита достигает 91,2% при среднем – 29,02%. Оруденение массивно-вкрапленное, прожилково-вкрапленное, равномерное. Кроме алунита, в руде отмечены андалузит, диаспор, рутил и цуниит. Спектральным анализом установлены олово и медь (до 0,01%), молибден (до 0,06%), свинец (до 0,1%). Прогнозные ресурсы Р<sub>2</sub> – 208 млн. т руды. Объект рекомендуется к дальнейшему изучению [Куренчанин, 1967].

*Проявление Коль (IV-3-34)* площадью 2,5 км<sup>2</sup> приурочено к вторичным кварцитам по субвулканическим и покровным фациям вулканитов маломихайловского комплекса. Рудная залежь со средним содержанием алунита 31,19% имеет размеры 1100x450 м и мощность 100 м. Прогнозные ресурсы Р<sub>1</sub>, определенные на 01.01.1968 г. – 33,1 млн. т [Куренчанин, 1967].

### Минеральные удобрения

**Фосфорит.** Фосфатность территории связана с неогеновыми терригенными отложениями пильской и нутовской свит. Известно восемь проявлений и два геохимических ореола рассеяния. В пильской свите продуктивные пачки прослежены на 5 – 10 км при мощности от 9,5 до 60 м. Они включают от 2 до 29 маломощных (0,05 – 0,85 м) прослоев желваковых фосфоритов. Содержание в рудах фосфорного ангидрида колеблется от 0,11 до 30,52%. В пределах проявления *Водопадное (III-5-13)* два прослоя со средним содержанием Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> 13% считаются рабочими. Такое же среднее содержание (13%) имеют и два пласта (0,25 и 0,6 м) на *проявлении Батарейное (III-5-18)*. По составу желваков различаются собственно фосфатные, кремнисто-фосфатные и глинисто-кремнисто-фосфатные разновидности. Содержание Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> в желваках колеблется от 97 до 50%, в фосфатизированных алевролитах и аргиллитах – от 0,28 до 0,30%. Технологические свойства желваковых фосфоритов исследованы на одной пробе, отобранной на проявлении *Водопадное*. Результаты исследований показали, что из этих фосфоритов возможно получение фосфатного продукта с содержанием пятиоксида фосфора 27,05% [Фосфатное сырье, 1999].

В нутовской свите продуктивные отложения представлены фосфатсодержащими алевролитами, песчаниками и фосфоритами с относительно высокими (до 18,5%) содержаниями окиси фосфора, но слагающими крайне маломощные (0,05 – 0,5 м) разобщенные линзовидные тела, редко достигающие мощности 3 – 3,5 м [Евсеев, 1990]. Наиболее детально опосредованное *Нутовское проявление 9 (VI-6-4)* расположено в междуречье Мал. Горомай – Нутово в 28 км севернее пос. Вал, где оно приурочено к отложениям верхне-нутовской подсвиты. Фосфатноносная пачка (900 – 950 м) вмещает 12 пластообразных и линзообразных тел фосфатсодержащих песчаников. Протяженность тел от 80 до 670 м при

мощности от 0,5 до 6,3 м и содержания  $P_2O_5$  от 1 – 2 до 4,68%. Наиболее крупные параметры имеют два сближенных в разрезе пласта. Средняя мощность их 2,7 и 3,6 – 3,7 м, протяженность 330 и 670 м, содержание  $P_2O_5$  – 3,74 – и 2,61 – 3,0%. Большая часть фосфата (до 98%) находится в лимоннорастворимых формах, что делает фосфатсодержащие песчаники достаточно ценным фосфорным удобрением. Авторские запасы фосфатно-силикатной руды проявления  $C_2$  – 0,1363 млн. т, прогнозные ресурсы  $P_1$  – 0,1071 млн. т. Прогнозные ресурсы  $P_2$  аналогичных руд проявления *Хоямбусибин (VI-6-11)* – 0,1 млн.т [Фосфатное сырье, 1999]. Ореолы рассеяния фосфора, выделенные по данным спектрального анализа проб донных осадков, приурочены также к отложениям нутовской свиты. Содержание фосфора в пробах достигает 1%.

### Керамическое и огнеупорное сырье

**Фарфоровый камень.** Проявление *Белая Гора (IV-3-26)* расположено в зоне Бичи-Гырманского глубинного разлома и приурочено к трахидацитам олигоценового колчанского вулканического комплекса. Гидротермальными процессами породы превращены во вторичные кварциты. Полезным ископаемым являются диккитовые и серицитовые вторичные кварциты, характеризующиеся низким содержанием красящих окислов титана и железа (в среднем 0,93%) и белым цветом черепка. Геологические запасы на глубину 30 м составляют 32 млн. м<sup>3</sup>. Проявление рекомендовано к дальнейшему изучению с постановкой поисково-разведочных работ [Брагинский, 1975].

**Глины огнеупорные.** На юго-западном берегу озера Иркутское в отложениях татаркинской свиты, известны выходы белых, светло-желтых полуокислых ( $Al_2O_3$  – 17 – 19%) глин с температурой плавления 1420 – 1500<sup>0</sup>C (*проявление VI-3-30*). По данным лабораторных исследований они могут использоваться как тугоплавкое сырье [Добкин, 2002].

### Абразивные материалы

**Корунд** представлен двумя проявлениями, связанными с гидротермально-метасоматическими образованиями, развитыми по вулканитам маломихайловской свиты. Проявление *Игрек (IV-3-47)* сложено телами андалузит-кордиерит-пирофиллитовых метасоматитов жильной формы, содержащими рассеянную вкрапленность мелкозернистого корунда в количестве до 15 – 20% объема породы. Мощность тел до 100 м, протяженность – до 600. Выделяются также почти мономинеральные корундовые прожилки (до

2 см) и гнезда (до 10 – 15 см). Авторские прогнозные ресурсы кат. P<sub>3</sub> – 100 тыс. т [Кайдалов, 2002]. Перспективы проявления не ясны. Другое проявление *Быстрянка (VI-2-14)*, сложенное андалузит-серицитовыми вторичными кварцитами, характеризуется меньшими параметрами и отнесено к категории неперспективных объектов [Кайдалов, 1981].

### Горнотехническое сырье

**Цеолиты.** *Месторождение Середочное (V-3-2)* приурочено к юго-западной периферийной части Искинской вулканоструктуры, сложенной метасоматитами по вулканитам маломихайловской свиты. Основные рудные залежи представляют собой пластовые и линзообразные тела, оконтуренные по бортовым лимитам в толще цеолитоносных пород. Выделено 5 залежей, разделенных между собой пустыми породами или убогими рудами цеолитов (менее 30%). Протяженность залежей от 2 до 2,5 км при ширине выхода на дневную поверхность 80 – 550 м; мощность 25,2 – 53, 4 м. Внутреннее строение их сложное и заключается в чередовании пачек бедных и убогих руд с пачками рядовых (50 – 70% цеолитов) и богатых (более 70%). По составу, выделяются монтмориллонит-клиноптилолитовые с морденитом и монтмориллонит-гейландит-клиноптилолитовые разновидности. Содержание цеолитов достигает 80% и более при среднем содержании 56,4 – 58,9% [Даниленко, 1989, 1991, 1994]. Запасы цеолитов, пригодных для комплексного использования в сельском хозяйстве, промышленности и стройиндустрии, составляют 20 545 тыс. т по кат. A+B+C<sub>1</sub> и 31 548 тыс. т по кат. C<sub>2</sub> (Сводный отчетный БЗ неметаллов по Хабаровскому краю на 01.01.2014 г.). Месторождение не разрабатывается.

На ближнем фланге месторождения (4,5 км восточнее) выявлено *Зеленогорское проявление (V-3-6)* цеолитов. Залежь рядовых монтмориллонит-клиноптилолитовых руд с гейландитом и морденитом занимает площадь 0,18 км<sup>2</sup> среди измененных вулканитов маломихайловской свиты. Мощность залежи 49,8 м, среднее содержание цеолитов 53,6%, монтмориллонита – до 10%. Мощность вскрыши не превышает 18,2 м. Авторские прогнозные ресурсы кат. P<sub>1</sub> – 5,5 млн. т руды. Проявление рекомендуется к дальнейшему изучению [Даниленко, 1994].

### Драгоценные и поделочные камни

*Демантоид* спорадически встречается в гидротермально измененных породах Южно-Шмидтовского гипербазитового массива. Типичное его проявление *Талики (III-5-4)* локализовано в дайке серпентинизированных пироксенитов мощностью 50 м, залегающей в

апоперидотитовых серпентинитах. Камнесамоцветная минерализация контролируется разрывным нарушением, выполняет нитевидные трещины, максимальная мощность которых в раздувах достигает 6 см, а протяженность 20 – 30 см. Демантоид образует щетки кристаллов размером от долей миллиметра до 2 мм, представляющие только коллекционный интерес. Авторские прогнозные ресурсы камня, оцененные по кат. P<sub>2</sub>, составляют 12,5 т [Коноваленко, 2010].

**Аметист и морион** принадлежат камнесамоцветной морион-хрустале-аметистовой минеральной рудной формации [Кокукин, 2009], парагенетически связанной с рудоносной геологической формацией гранодиоритовых и гранитных батолитов (субформация аляскитовых существенно калиевых гранитов). Минерализация проявилась в Нижнем Приамурье и носит очаговый характер. Наиболее широко она представлена в лейкократовой фации палеоценового Бекчи-Улского массива гранитоидов. Выделено два проявления.

*Проявление горы Останцовой (IV-3-5)* представлено линзовидными пегматитовыми жилами мощностью 0,3 – 2,5 м и шлирами пегматитов диаметром до 5 м с миароловыми пустотами и крупными полостями. В миароловых пустотах наблюдаются мелкие (первые миллиметры) кристаллы хрусталевидного кварца. Полости достигают шести метров в поперечнике, выполнены кристаллами мориона размером до 2- 30 см по длинной оси, бледно-фиолетового аметиста (2 – 5 см в длину) и дымчатого кварца размером до 3,5 см. Встречаются камеры со щетками и друзами кристаллов мориона размером до 23 см по удлинению. Из полостей извлечено 600 кг сырья. Кристаллы имеют неоднородное строение, содержат в большом количестве газовой-жидкие включения, трещиноватые. Выход ювелирного аметиста II и III сортов составил 7,6% [Болдовский, 1971].

*Проявление Горелое (IV-3-4)* приурочено к зоне повышенной трещиноватости пород. В ее пределах выявлено кварцево-жильное тело уплощенной линзовидной формы с полостью объемом 11,5 м<sup>3</sup>. Протяженность тела по падению 15,6 м, по простиранию – 8,6 м, мощность 0,1 – 1,3 м. Кристаллы мориона и дымчатого кварца выполняют стенки полости, часто погружены в рыхлый слюдисто-охристый агрегат. Размеры их достигают 70 x 40 см при массе до 200 – 300 кг. У основания кристаллы грязно-серые, с большим количеством газовой-жидких включений. Средняя часть и головка их сложены густо-дымчатым кварцем. На гранях кристаллов отмечаются наросты бледно-фиолетового аметиста толщиной 4 – 5 мм и площадью до 15 см<sup>2</sup>. Из полости извлечено 14 679 кг сырья. В недрах оставлено 2 600 кг. Выход пьезокварца высшего, I и II сорта составил 0,27%, сырья для плавки I, II, III сорта – 8% [Трошин, 1984].

Всего в центральной части Бекчи-Улского массива на площади 40 км<sup>2</sup> в ходе специализированных работ выделены 45 точек находок мориона и 9 точек аметиста, связанных с мелкими телами пологозалегающих шлировых пегматитов. Последние не образуют упорядоченных скоплений, зон концентрации пегматитовых тел, а, напротив, равномерно рассеяны в поле лейкогранитов на уровнях абсолютных отметок рельефа 250 – 450 м. Ввиду низкой продуктивности вскрытых тел дальнейшее проведение работ на массиве признано нецелесообразным [Щеголев, 2009].

*Проявления аметиста и мориона на мысах Александры (III-2-4) и Мофета (III-2-11)* по геологической позиции, характеру, параметрам и качеству минерализации близки вышеописанным проявлениям и также оценены как неперспективные на поиски промышленного камнесамоцветного сырья [Болдовский, 1971].

**Агат.** Агатовая минерализация экзогенного класса известна на Сахалине, где представлена двумя небольшими аллювиальными россыпями агатов, сардеров и сердоликов в бассейнах рек *Теньги (VI-5-1)* и *Банни (IV-5-4)*. Обогащенный слой залегает на поверхности. Мощность его редко достигает 10 см. Средние размеры гальки 20 x 20 x 15 мм. Более крупные камни встречается очень редко. Преобладающая окраска желтая, бурая, светло-коричневая, реже темно-красная и зеленая. Декоративные качества самоцветного сырья удовлетворительные, но трещиноватость камня и его малые размеры не соответствуют требованиям отраслевых стандартов [Евсеев, 1990].

## Строительные материалы

### Магматические породы

**Кислые интрузивные породы.** По состоянию на 1.01.2014 г. на территории Нижнего Приамурья балансом запасов учитываются два месторождения гранодиоритов (на карте не показаны). *Месторождение Кедровое* расположено в 15 км северо-западнее г. Николаевск-на-Амуре, приурочено к штоку гранодиоритов. Последние имеют высокие физико-механические свойства и могут использоваться в качестве заполнителя для всех видов бетона. Камень и щебень по дробимости соответствуют маркам 1000 и 1200, по износу – И-1, по сопротивлению удару – У-75, по морозостойкости – Мрз-100, водопоглощение не превышает 1%. Гидрогеологические и горнотехнические условия благоприятны для карьерной отработки. Мощность вскрышных пород не превышает 3,5 м [Захаров, 1987]. Балансовые запасы кат. А+В+С<sub>1</sub> - 5 242 тыс. м<sup>3</sup>, кат. С<sub>2</sub> – 3 759 тыс. м<sup>3</sup> (ТКЗ 1975 г. № 101). Месторождение эксплуатировалось до 1992 г., в настоящее время законсервиро-



вано. Остаток запасов кат. А+В+С<sub>1</sub> – 5 085 тыс. м<sup>3</sup> (Сводный отчетный БЗ Хабаровского края, 2014).

*Месторождение Многовершинное* расположено в 4 км к востоку от одноименного поселка. Гранодиориты имеют плотность 2,68 – 2,77 г/см<sup>3</sup>, водопоглощение 0,1 – 2,5%. Щебень по износу относится к марке И-1, по сопротивлению удару – У-75, по морозостойкости – от Мрз-50 до Мрз-150. Камень удовлетворяет требованиям ГОСТа и может быть использован для строительных целей, при дорожном строительстве и как щебень для приготовления бетона. Горнотехнические условия благоприятны для открытой отработки. Коэффициент вскрыши по месторождению 0,23 [Захаров, 1987]. Балансовые запасы кат. А+В+С<sub>1</sub> составляют 360 тыс. м<sup>3</sup> (ТКЗ 1983 г. № 207) и учитываются в нераспределенном фонде (Сводный отчетный БЗ Хабаровского края, 2014).

**Средние интрузивные породы.** *Месторождние Третий Брат (III-5-17)* расположено в районе одноименной горы на полуострове Шмидта, представляет собой лакколитообразное тело монцонит-трахиандезит-дацитового состава. Объемный вес строительного камня 2,46 – 2,79 г/см<sup>3</sup>, удельный вес – 2,64 – 2,78 г/см<sup>3</sup>, водопоглощение – до 1,5%, пористость 0,8 – 7,3%, предел прочности на сжатие свыше 800 кг/см<sup>2</sup>, дробимость 8,6 – 12,8% (марка 1200), износ 3,3 – 4,6% (марка И-1), морозостойкость 24 – 76% (Мрз-300, Мрз-200). Запасы строительного камня, пригодного для промышленного освоения, по кат. С<sub>2</sub> оценены в 37,8 млн. м<sup>3</sup>, прогнозные ресурсы (Р<sub>3</sub>) – 50 – 60 млн. м<sup>3</sup>. [Коноваленко, 2010].

**Средние эффузивные породы.** *Месторождение мыса Пронге (V-4-10)* расположено на побережье Амурского лимана, представлено лавобрекчиями дациандезитов. Породы плотные, массивные с мелкообломочным строением основной массы и частыми более крупными обломками эффузивов среднего состава. Отдельность глыбовая. Удельный вес 2,9 г/см<sup>3</sup>, объемный вес – 2,89 г/см<sup>3</sup>, пористость 0,4%, водопоглощение 0,1%, прочность 400 кг/см<sup>2</sup>, морозостойкость до 12 циклов. Запасы камня (около 500 тыс. м<sup>3</sup>) балансом не учитываются [Захаров, 1987]. Месторождение разрабатывается карьером для местных нужд [Минаева, 1985].

**Основные эффузивные породы.** На карту вынесены два месторождения базальтов, связанные с образованиями сизиманской толщи. *Месторождение Николаевское (V-3-11)* расположено в 4 км севернее г. Николаевск-на-Амуре. Слагающие его базальты и андезит-базальты имеют объемный вес 1,71 – 2,82 г/см<sup>3</sup>, удельный вес 2,64 – 2,89 г/см<sup>3</sup>, пористость до 3,3% (в отдельных случаях – до 37,3%), прочность на сжатие – 695 – 1035 кг/см<sup>2</sup> (при 35 циклах замораживания – 70 – 284 кг/см<sup>2</sup>), водопоглощение – 2,1 – 19,1%. Лабораторно-

технологические испытания показали пригодность пород для получения бутового камня марок 600, 800, 1000 и бетонных конструкций, насыщенных водой. Пористые разновидности пригодны для получения бутового камня марок 400, 300, 200, 150 и бетонных конструкций, насыщенных водой, но не подвергающихся замораживанию. Запасы камня на 1,01.1982 г. составили 3 714 тыс. м<sup>3</sup> [Кайдалов, 2002]; в настоящее время балансом не учитываются.

*Месторождение мыса Мео (V-3-14)* находится на правом берегу р. Амур напротив г. Николаевск-на-Амуре. Базальты обладают высокими физико-механическими свойствами: прочность – 1 500 – 2 000 кг/см<sup>2</sup>, пористость – 0,4%, водопоглощение – 0,1%. Запасы кат. С<sub>2</sub> - 1 млн. м<sup>3</sup> на балансе не числятся [Кайдалов, 2002].

**Перлиты** представлены двумя месторождениями (IV-3-25, 29) и одним перспективным проявлением (Алтуховское), локализованными в трахитах колчанского вулканического комплекса. *Месторождение Колчанское (IV-3-25)* представлено двумя пластовыми залежами средней мощностью 20 и 7 м. Перлиты зеленого и темно-зеленого цвета, при температуре 1200 – 1300<sup>0</sup>С имеют средний коэффициент вспучивания 3,4 при остаточной влажности 0,4 – 2,4% и объемном весе 0,62 г/см<sup>3</sup>. Балансовые запасы на 1.01.1986 г. кат. С<sub>1</sub> составили 724,4 тыс. м<sup>3</sup> [Былков, 1986]. Перлиты месторождения *Угольное (IV-3-29)* слагают залежи мощностью 5 м с запасами кат. С<sub>1</sub> 180 тыс. м<sup>3</sup> [Хохлов, 1983]. Прогнозные ресурсы проявления Алтуховское (IV-3-27) оценены по кат. Р<sub>2</sub> в 500 тыс. м<sup>3</sup> [Охранчук, 1984].

#### Глинистые породы

**Глины кирпичные** слагают многие пластовые залежи по долинам рек и на побережьях озер в материковой части территории. Мощность залежей обычно составляет 3 – 7 м, а к северу от оз. Орель достигает 15 – 30 м. На территории Нижнего Приамурья разведано 5 месторождений – Богородское, Николаевское, Николаевское-2, Аэродромное, Куклинское [Захаров, 1987]. Суммарные запасы сырья в них кат. А+В+С<sub>1</sub> составляют 4779 тыс. м<sup>3</sup>. Глины пригодны для производства обычного кирпича, керамзита и штампованной черепицы. Кирпичным заводом г. Николаевск-на-Амуре с 1939 г. разрабатывается Николаевское месторождение. Из-за большого количества объектов, затрудняющих восприятие минерагенической специфики территории, эти месторождения на карте не показаны. *Месторождение Подгорное (IV-2-58)* периодически разрабатывается для местных нужд. Залежь глин не разведывалась, запасы не подсчитывались.

На Сахалине в окрестностях г. Оха известны два разведанных, резервных месторождения, приуроченных к нутовской свите. *Охинское (Участок № 3) месторождение (IV-5-10)* представлено пластообразной залежью мощностью до 30 м, длиной 550 м, шириной 400 м. Вскрышные породы, почвенно-растительный слой с супесью, имеют мощность 0,1 – 0,5 м. Глинистое сырье пригодно для получения кирпича марки 150 и штампованной черепицы. Запасы глин составляют 2417 тыс. м<sup>3</sup> по кат. А+В. *Дамирское месторождение (IV-5-18)* эксплуатировалось с 1965 по 1992 гг. Запасы глин кат. А+В+С<sub>1</sub> – 1044 тыс. м<sup>3</sup>, забалансовые – 876 тыс. м<sup>3</sup>. Сырье пригодно для получения глинистого порошка на приготовление буровых растворов, для производства керамзита пластическим способом, а также обычного кирпича до марки 300 включительно [Коноваленко, 2009].

**Глины керамзитовые.** *Охинское (Участок № 5) месторождение (IV-5-17)* расположено на юго-западной окраине г. Оха, эксплуатируется с 1991 г. Представлено элювиально-делювиальными глинами голоценового возраста, а также аргиллитами и алевролитами нутовской свиты. Длина залежи 340 – 680 м, ширина 200 – 400 м, мощность 75 – 170 м. Глинистое сырье полукислое, низко дисперсное, умеренно-пластичное (число пластичности 7 – 15), со средним содержанием красящих окислов и крупнозернистых включений. Химический и гранулометрический составы соответствуют существующим требованиям.

Объемная масса глинистых пород 1910 – 2240 кг/м<sup>3</sup>, плотность 2,61 г/см<sup>3</sup>, естественная влажность 17,3 – 23,8%, карбонатность 0,1 – 3,8%, воздушная усадка 6,0 – 9,0%. Вспучиваемость природного сырья низкая (коэффициент вспучивания 1 – 3, редко достигает 4 – 6), объемная масса 0,444 – 0,87 г/см<sup>3</sup>. При добавке 0,5 – 1,5% солярового масла коэффициент вспучивания возрастает до 6,6 при объемной массе 0,22 г/см<sup>3</sup>. Глина пригодна для изготовления кирпича марки 75, а при улучшении технологии переработки – марки 100, для производства керамзитового гравия марок 600 – 700 и керамзитобетонов марок 50 – 100. Запасы глинистого сырья кат. А+В+С<sub>1</sub> – 2 319,3 тыс. м<sup>3</sup> [Коноваленко, 2009].

### Обломочные породы

**Песчано-гравийный материал.** На территории Нижнего Приамурья балансом запасов учтено *Улское месторождение валунно-песчано-гравийного материала* (на карте не показано), расположенное в 12 км северо-западнее пос. Многовершинный. Оно приурочено к надпойменной террасе рек Средний и Левый Ул вблизи их слияния. Полезный слой вскрыт на среднюю мощность 3,3 м при колебаниях от 2,1 до 4,5 м. Вскрышные породы – почвенно-растительный слой и суглинки, имеют мощность 0,2 – 1,6 м (средняя 0,7 м).

Содержание валунов в смеси 20,7%, песка – 26,6%. Средний размер валунов 40 см. Гравий (5 – 70 мм) характеризуется высокой и средней степенью окатанности, состоит на 70% из ороговикованных песчаников и алевролитов и на 25% из интрузивных пород. Пески крупно- и мелкозернистые, полимиктовые.

По данным лабораторных испытаний, гравий пригоден для использования при строительстве автомобильных дорог и как крупный заполнитель в тяжелый бетон. Валунуны могут использоваться как бутовый камень и как материал для щебня. Песчаная фракция после отмывки глинистых частиц пригодна для применения как мелкий заполнитель в бетон и для приготовления кладочных и штукатурных растворов. Горнотехнические и гидрогеологические условия благоприятны для открытой разработки [Захаров, 1987]. Балансовые запасы сырья кат. А+В+С<sub>1</sub> составляют 961 тыс. м<sup>3</sup> (ТКЗ № 194 1981 г.) и учитываются в нераспределенном фонде (Сводный отчетный БЗ месторождений Хабаровского края, 2014).

*Месторождение Эхабинское (IV-6-7)* находится в 6 – 12 км к юго-востоку от г. Оха и приурочено к нутовской свите. Средняя мощность залежи 2 м. Гравий (18%), представлен смесью фракций 5 – 20 мм. Средний модуль крупности песков 2,24. Сырье пригодно для устройства дорожных покрытий, дренающих слоев. После удаления пылеватых и глинистых частиц смесь может применяться как балласт. Качество сырья не изучалось. Балансовые запасы кат. С<sub>2</sub> – 2,7 млн. м<sup>3</sup>. Месторождение законсервировано [Коноваленко, 2009].

**Песок строительный.** В материковой части территории известно одно разведанное месторождение строительного песка (Гусиные Острова), учтенное балансом запасов, и большое количество недоразведанных и неучтенных месторождений представленных отложениями террас, а также пляжей Амура и его притоков.

*Месторождение Гусиные Острова* расположено в 13 км к западу от Николаевска – на - Амуре в пойме р. Амур (на карте не показано). Оно представлено пластообразной залежью мелко- и тонкозернистых песков протяженностью 3,2 км, шириной 1,2 м и средней мощностью 7,6 м. Песок полевошпатово-кварцевый с примесью слюды (до 1 – 2%) и обломков пород (9 – 10%). Содержание полевых шпатов 15 – 20%, минералов тяжелой фракции (ильменит и молибденит) – единичные зерна.

Пески характеризуются высоким содержанием кремнезема (до 90,48%), пригодны для изготовления силикатного кирпича, тяжелого бетона, строительных растворов. Могут использоваться также в качестве формовочных смесей для литейного производства. Балансовые запасы песка А+В+С<sub>1</sub> – 21 752 тыс. м<sup>3</sup> (ТКЗ 1989 г. № 314). Месторождение

разрабатывается. Остаток запасов на 1.01. 2014 г. – 21 653 тыс. м<sup>3</sup> (Сводный отчетный БЗ месторождений Хабаровского края, 2014).

*Месторождение Охинское (IV-5-14)*, расположено на Сахалине в 12 км западнее г. Оха. Оно приурочено к отложениям нутовской свиты и состоит из трех разобщенных участков, находящихся на удалении 2 – 5 км один от другого. Пески полевошпатово-кварцевые, разнозернистые, содержат кварц (50 – 85%), калиевый полевой шпат (5 – 25%), плагиоклаз (5 – 15%) и обломки кремнистых пород (до 15%). Содержание глинистых и пылеватых частиц колеблется от 1,5 до 23,2%, количество органических примесей в пределах нормы.

Залежи слагают пластовые тела, прослеженные по простиранию на 500 м при мощности от 47 до 88 м. Вскрышные породы – элювиально-делювиальные супеси и глины. В зависимости от модуля крупности (0,68 – 2,78) и содержания глинистых частиц выделено два типа песков. Пески первого типа пригодны для использования в качестве заполнителя тяжелых бетонов и для приготовления строительных растворов, второго – только для подсыпки и балласта при строительстве неотчетственных сооружений. Гидрогеологические и горнотехнические условия эксплуатации простые. Запасы учитываются только для первой группы песков как резервные по кат. В+С<sub>1</sub> в количестве 1670 тыс. м<sup>3</sup> [Коноваленко, 2010].

#### Прочие ископаемые

**Сырье для каменного литья.** В качестве такого сырья могут использоваться эоцен-олигоценовые базальты сизиманской толщи, обширные покровы которых распространены на территории Нижнего Приамурья [Бравина, 1963; Поликанов, 1972]. Балансом запасов на 1 января 2014 г. учтено одно *Члянское месторождение базальтов (IV-3-30)* для производства минеральной ваты и волокна. Оно находится на северном берегу одноименного озера у пос. Чля. Месторождение сложено плотными темно-серыми и коричневатыми базальтами, с поверхности не обводнено. Породы морозоустойчивы. Временное сопротивление сжатию 600 – 1500 кг/см<sup>2</sup>, модуль кислотности 5,2. Содержание кремнезема 45%, окиси кальция – 8%. Балансовые запасы кат. А+В+С<sub>1</sub> – 472 тыс. т (НТС НАЭ ГРЭ ДВПГО, 1990 г.) учитываются в нераспределенном фонде.

**Диатомит.** *Черноярское (Богородское) месторождение (VI-3-24)* расположено на правобережье нижнего течения р. Амур, разведано в 1939 г. [Северин, 1940]. Диатомитовые породы образуют горизонт мощностью 3-32 м в плиоцен-нижне-плейстоценовых от-

ложениях черноярвской толщи, залегающий в основании уступа надпойменной террасы и перекрытый рыхлыми отложениями небольшой мощности. Протяженность горизонта 560 м.

Диатомит представляет собой мелоподобную, сильно пористую, легкую породу озерного происхождения с удельным и объемным весом соответственно  $2,12 - 2,6 \text{ г/см}^3$  и  $0,41 - 0,58 \text{ г/см}^3$ . Состоит из створок диатомей (60 – 70%), опала, обломков и зерен кварца, полевого шпата и глинистого материала. Технологическими испытаниями установлена его пригодность для производства термоизоляционных изделий и известково-трепеловых цементов. Горнотехнические и гидрогеологические условия благоприятны для открытой отработки. Балансовые запасы сырья кат. А+В+С<sub>1</sub> – 172 тыс. м<sup>3</sup> (ТКЗ № 1878, 1940 г.). Месторождение не разрабатывается.

**Глины буровые.** В качестве сырья на производство глинистых растворов для бурения оценивались неогеновые глины окобыкайской, нutowской и нанивской свит, широко распространенные в различных районах Сахалина. На карте полезных ископаемых показано 6 месторождений, свойства глин которых отвечают необходимым требованиям, с общими запасами кат. С<sub>1</sub> – 0,07млн. м<sup>3</sup> [Ведерников, 1981]. В настоящее время они не востребованы.

**Глины красочные** слагают 4 проявления в Нижнем Приамурье. Два из них являются автохтонными образованиями, сформировавшимися в результате глубокого выветривания магматических и железосодержащих пород (Камора, Озерное), два другие (Белая Глинка, Озерпахское) – аллювиальными, переотложенными. *Проявление р. Камора (V-3-9)* приурочено к коре выветривания эоцен-олигоценых базальтов сизиманской толщи. Красочные глины образуют залежь мощностью 1,0 – 1,5 м, прослеженную на расстоянии 2 км. Глина красного цвета с оранжевыми и коричневыми оттенками, содержит окись железа до 16%; количество грубозернистых включений 0,42 – 0,43%. Порода пригодна для получения глиняно-известковых, клеевых, масляных и эмалевых красок, устойчивых к воде, щелочам, маслу. Запасы не подсчитывались [Захаров, 1987].

*Озерпахское проявление (V-4-8)* сложено ярко-желтыми глинами четвертичного возраста с гнездами белого и бурого цветов. Залежь периодически разрабатывается местным населением. Ориентировочные запасы глин 100 тыс. м<sup>3</sup>. Запасы серо-желтых глин *проявления Белая Глинка (V-2-34)* 1,2 тыс. т. *Проявление Озерное (V-3-29)* – представлено залежью бурых железняков среди современных рыхлых отложений. Маслосъемность краски 22,26 – 36,07%, укрываемость 20,13 – 48,23 г/см<sup>2</sup>. Геологические запасы – 349 тыс. т [Захаров, 1987].

**Асфальтит** представлен двумя месторождениями и одним проявлением, тесно связанными с месторождениями нефти. *Охинское (Большое Асфальтовое Озеро) месторождение (IV-5-16)* расположено в пределах одноименного месторождения нефти. Полезным ископаемым является асфальто-кировый слой, заполняющий Большое и Малое асфальтовые озера. Площадь месторождения 73 тыс. м<sup>2</sup>. Толщина верхнего слоя (твердый асфальт) 1 - 5 см, нижнего (кир) – 0,3 – 2,5 м. Содержание битума 98,7%. Групповой состав его: асфальтены (42,8%), смолы (19,4%), масла (37,8%). Битумы пригодны для дорожного строительства. Запасы кат. А+В+С<sub>1</sub> составляют 7,5 тыс. т, кат. С<sub>2</sub> – 42 тыс. т [Коноваленко, 2009].

*Восточно-Эхабинское месторождение (IV-6-4)* расположено в 12 км юго-восточнее г. Оха в пределах одноименного месторождения нефти. Полезным ископаемым являются асфальты и торф, пропитанный асфальтами. Площадь залежи 1500 м<sup>2</sup>, мощность 0,1-2,8 м. Содержание битума 13,5 – 93,8%, групповой состав: масла – 90,92%, смолы – 7,74%, асфальты – 0,6%. Температура воспламенения 206<sup>0</sup>С, температура вспышки по Бренкену 170<sup>0</sup>С. Пробы соответствуют марке жидкого битума ВГ-5, пригодного для дорожного строительства. Запасы 1,393 тыс. м<sup>3</sup> кат. С<sub>2</sub>, прогнозные ресурсы 13,121 тыс. м<sup>3</sup> (Коноваленко, 2010).

*Проявление Нутовское (VI-6-3)* приурочено к поверхностным выходам нефти в болотистой долине одноименной реки. Асфальтиты залегают в виде девяти Кировых озер, площадь которых колеблется от 530 до 1250 м<sup>2</sup>. Верхний слой озер представлен коркой твердого асфальта мощностью 1-5 см, под которой находится невязкий кир (0,2 – 2 м) черного или темно-бурого цвета. Асфальтиты содержат смолы – 4,9%, битумы – 74,36 – 94,9%, серу – 0,2 – 0,53%, минеральные частицы – до 9,97%. Запасы кат. С<sub>1</sub>: асфальт – 250 м<sup>3</sup>, закированный торф и песок – 10 910 м<sup>3</sup> [Евсеев, 1990].

#### Подземные воды и лечебные грязи

**Минеральные промышленные йодные воды** с содержанием йода 0,02 г/дм<sup>3</sup> и более распространены на территории Северо-Сахалинского артезианского бассейна, где приурочены к песчано-глинистым породам водоносного комплекса миоценовых отложений окобыкайской и дагинской свит. Проявления таких вод выявлены на многих нефте-разведочных площадях (Северное Колендо, Некрасовка, Оха, Гиляко-Абунан). На карту вынесено пять из них. Глубина залегания горизонтов, содержащих промышленные воды, колеблется от 400 – 600 м (Оха) до 1000 – 2000 м (Колендо, Некрасовка). Воды обладают

значительными напорами и при вскрытии скважинами изливаются над устьем на высоту до 20 – 30 м.

Водопроницаемость вмещающих пород колеблется в широких пределах – от 1 до 193 м<sup>2</sup>/сут, средняя – приближается к 30 м<sup>2</sup>/сут, а среднее содержание йода к 25 мг/дм<sup>3</sup>. В качестве попутных компонентов присутствуют бром – до 35 - 90 мг/дм<sup>3</sup>, в единичных случаях бор – до 75 мг/дм<sup>3</sup> (проявление Северо-Колендинское IV-5-5).

**Минеральные лечебные воды** представлены двумя проявлениями. *Проявление Береговое (IV-5-2)* расположено на юго-западе полуострова Шмидта и приурочено к миоценовым отложениям. Минеральные воды обнаружены в двух скважинах на глубинах 1045 – 1080 м и 2258 м. Они слабосоленоватые, по составу хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, без «специфических» компонентов и свойств с общей минерализацией 2,1 – 2,6 г/дм<sup>3</sup> [Коноваленко, 2009].

*Проявление Тропунское (IV-5-3)* расположено в районе р. Тропун и приурочено к отложениям каскадной (?) свиты. Воды хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, слабосоленоватые, метановые, без «специфических» компонентов и свойств; вывлены в скважине, пробуренной на нефть в интервале глубин 354 – 433 м. Температура воды 17<sup>0</sup>С, дебит 20,4 м<sup>3</sup>/сут. [Коноваленко, 2009].

**Термальные минеральные воды** представляют месторождения Анненские Минеральные Воды и Дагинские Минеральные Источники, а также 5 проявлений. *Месторождение Анненские Минеральные Воды (V-3-32)* расположено на правом берегу р. Амур в 6,5 км на юго-запад от села Сусанино. Приурочено к зоне разлома северо-восточного направления в вулканогенно-осадочных отложениях маломихайловской свиты. Разведано в 1960-62 гг. [Кулаков, 1963]. Вода гидрокарбонатно-сульфатная натриевая, щелочная (рН 8,9 – 9,35), прозрачная, бесцветная, без запаха и вкуса, слабо радиоактивная, агрессивная по отношению к железу и бетону. Общая минерализация изменяется от 0,23 до 0,31 г/л. Температура воды на поверхности 38<sup>0</sup>С, с увеличением глубины возрастает до 54<sup>0</sup>С. Характерная особенность терм – повышенное (до 96 мг/л) содержание кремнекислоты в состоянии коллоидно-ионного равновесия, что является основным лечебным фактором. Балансовые запасы составляют 260 м<sup>3</sup>/сутки [Кайдалов, 2002]. Воды используются для бальнеологических целей и теплофикации местной лечебницы.

*Дагинские минеральные источники (VI-6-12)* расположены на Сахалине вблизи пос. Горячие Ключи. На площади месторождения зафиксировано 67 восходящих источников, приуроченных к зоне тектонического нарушения субмеридионального направления. Дебит источников 0,26 – 1,1 л/сек. По химическому составу, выделяются две группы вод. К



первой из них относятся воды без «специфических» компонентов. Они хлоридные натриевые с минерализацией 1,4 – 2,8 г/л, содержание кремнекислоты достигает 0,021 – 0,31 г/л, рН 7,7 – 8,15, температура колеблется от 22 до 52,5<sup>0</sup> С.

Ко второй (йодно-бромной) группе относятся воды источников в северо-западной части участка разгрузки. По физико-химической характеристике они термальные хлоридные натриевые с минерализацией 6,4 – 9,0 г/л. Содержание брома составляет 0,018 – 0,03 г/л, йода – 0,004 – 0,092 г/л; отмечаются литий – до 0,00011 г/л и стронций – до 0,00158 г/л. Воды слабощелочные (рН до 8,4). Содержание кремнекислоты достигает 0,034 г/л. Температура крупных источников 27 – 45<sup>0</sup>С.

По составу свободно выделяющегося газа воды обеих групп метановые. На базе минеральных источников действует бальнеологическая лечебница [Евсеев, 1990].

*Проявление Паромайские Источники (V-6-8)* находится в двух километрах к востоку от поселка Паромай, представлено источниками, выходящими из аллювия одноименной реки на площади 50 м<sup>2</sup> в виде шести грифонов. Суммарный дебит источников 1,2 л/с. Воды гидрокарбонатные хлоридно-натриевые с минерализацией 0,6 г/л, слабощелочные (рН 8,4), содержат кремнекислоту (23,4 мг/л) и газ азотно-метанового состава, температура – 20,0 – 32,4<sup>0</sup>С [Ведерников, 1981].

Остальные проявления представляют собой группы нисходящих родников в образованиях маломихайловской свиты (Инка), гранитоидах Бекчи-Улского массива (Якум-Му) и базальтоидах сизиманской толщи (Лазаревское и Чомэнское). *Проявление Инка (V-3-30)* расположено в верховьях р. Бол. Вузих, в 20 км северо-восточнее Анненских Минеральных Вод. Дебит источников 1-2 л/сек. Вода гидрокарбонатно-натриевая с минерализацией 0,2 г/л, рН – 8,1, температура 31<sup>0</sup>С [Тертерян, 1970]. На *проявлении Якум-Му* минерализация воды не превышает 70 мг/л, реакция щелочная (рН 8), радиоактивность по урану высокая (1,6x10<sup>-6</sup> г/л), температура на выходе 37<sup>0</sup>С. Спектральным анализом сухого остатка установлены медь – 0,0003%, молибден – 0,002%, серебро – 0,003%. Бальнеологические свойства не изучены [Кайдалов, 2002]. Температура выхода воды Лазаревского источника (VI-4-7) 26<sup>0</sup>С, Чомэнского (V-4-8) – 35<sup>0</sup> С. Воды обоих источников гидрокарбонатно-сульфатные натриевые с минерализацией 0,17 - 0,2 г/л и содержанием кремнекислоты 34,6 – 42,2 мг/л [Архипов, 2009].

**Питьевые воды.** По состоянию на 1. 01.2014 г. на листе N 54 территориальными балансами запасов учитываются десять месторождений подземных вод, обеспечивающих потребности хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения, в том числе четыре в Нижнем Приамурье и шесть на Сахалине.

*Месторождение Многовершинное (III-2-32)* обеспечивает потребности поселка на одноименном золоторудном месторождении. Основной водоносный горизонт залегает в голоценовых валунно-галечниковых отложениях мощностью 2 – 3,6 м (расчетная мощность 2 м). Коэффициент фильтрации 32,5 м/сут., водопроницаемость 232 м<sup>2</sup>/сут. Дебит скважин 0,29 – 1,57 тыс. м<sup>3</sup>/сут., удельный дебит 2,38 – 10,73 л/сек. Воды гидрокарбонатные со смешанным катионным составом с минерализацией 0,04 г/дм<sup>3</sup>. Содержание фтора 0,06 мг/дм<sup>3</sup>, железа – 0,6 – 30 мг/дм<sup>3</sup> [Федунов, 1976]. Балансовые запасы кат. А + В – 10,368 тыс. м<sup>3</sup>/сут., в том числе для промышленного освоения – 10,368 тыс. м<sup>3</sup>/сут. (ТКЗ № 106, 1975 г.).

*Месторождение Личинское (V-3-13)* разведано для водоснабжения Николаевска-на-Амуре. Основной водоносный горизонт локализован в зоне трещиноватости в периферических частях лавовых потоков базальтов сизиманской толщи. Мощность его 130 – 150 м, водопроницаемость 1300 – 1500 м<sup>2</sup>/сут. Дебит скважин 1,93 - 2,66 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Воды гидрокарбонатные со смешанным катионным составом с минерализацией 0,09 г/дм<sup>3</sup>. Содержание железа 0,2 – 2,1 мг/дм<sup>3</sup>, фтора - до 0,12 мг/дм<sup>3</sup> [Калита, 1985]. Балансовые запасы воды кат. В + С<sub>2</sub> – 22 тыс. м<sup>3</sup>/сут., в том числе для промышленного освоения – 22 тыс. м<sup>3</sup>/сут. (ГКЗ № 10375, 1988 г.).

*Месторождение Красносельское (V-3-15)* представлено гидрокарбонатными и хлоридно-гидрокарбонатными водами со смешанным катионным составом с минерализацией 0,105 – 0,521 г/дм<sup>3</sup> [Савченко, 20003]. Водоносный горизонт залегает в вулканитах маломихайловской свиты. Балансовые запасы кат. В+С<sub>1</sub> – 0,265 тыс. м<sup>3</sup>/сут. (ТКЗ № 509, 2004 г.).

*Месторождение Богородское (VI-3-19)* включает два участка – Богородский –1, расположенный в пределах одноименного села, и Богородский-2 – в 3,2 км севернее. Напорно-безнапорные воды первого из этих участков залегают в меловых и палеоцен-миоценовых трещиноватых диоритах, базальтах, долеритах, а также в плиоцен-ранненеоплейстоценовых песках с гравием и галькой, напорные воды второго участка – только в диоритах [Руденко, 2009]. Воды обоих участков гидрокарбонатные со смешанным катионным составом и минерализацией 0,12 – 0,15 г/дм<sup>3</sup>. Забалансовые запасы по месторождению кат. С<sub>2</sub> – 0,82 тыс. м<sup>3</sup>/сут. (ТКЗ № 665, 2009 г.), в том числе по участкам: № 1 – 0,72 тыс. м<sup>3</sup>/сут., № 2 – 0,1 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Для водоснабжения используются воды плиоцен-нижненеоплейстоценового водоносного горизонта. Участок № 2 законсервирован.

Все месторождения Северного Сахалина приурочены к отложениям нутовской свиты. *Месторождение Третий Ключ (IV-5-7)* расположено на западном побережье острова в

800 м от залива Помрь, разведано для водоснабжения нефтяного промысла. Водовмещающие породы представлены песками и трещиноватыми песчаниками мощностью 63 – 65 м. Водообильная часть разреза вскрыта в интервале глубин 85 – 150 м. Статический уровень подземных вод – 12,2 – 12,56 м ниже поверхности земли, удельный дебит – 13,3 м<sup>3</sup>/сут. Воды пресные с минерализацией до 0,09 г/л, по химическому составу – гидрокарбонатно-хлоридно-магниевые-натриевые, по степени жесткости – мягкие (0,32 – 0,70 мг-экв/л), рН – 6,0 - 7,25, пригодные для хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения. Балансовые запасы воды С<sub>1</sub> – 140 м<sup>3</sup>/сут. (Сах.ТКЗ № 159, 2004 г.).

*Озерный водозабор (IV-5-21)* расположен в 11 км западнее г. Оха, включает прибрежную площадь и неширокий западный залив оз. Гиляко-Абунан. Суммарная мощность продуктивных пластов 162 – 207 м, коэффициент фильтрации 10 – 23 л/сутки, суммарная водопроницаемость 2340, пьезопроводность 103 – 106 м<sup>2</sup>/сутки. Воды по составу карбонатно-хлоридно-натриевые с минерализацией 0,1 г/л. Балансовые запасы 59 тыс. м<sup>3</sup>/сутки. Месторождение не эксплуатируется [Коноваленко, 2009].

*Месторождение Валское (VI-5-12)* расположено в 650 м восточнее п. Вал вблизи западного берега залива Чайво, разведано для хозяйственно-питьевого снабжения. Скважина оборудована фильтрами на более песчаную часть вскрытого разреза в интервалах глубин 84,1 – 94,3 и 129,5 – 137,9 м. Статический уровень подземных вод зафиксирован на глубине 4,5 – 5,09 м ниже поверхности земли. Удельный дебит – 0,43 – 0,56 л/сек. Воды пресные сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные магниевые-кальциевые-натриевые с минерализацией 0,11 г/дм<sup>3</sup>. Балансовые запасы С<sub>1</sub> – 0,240 тыс. м<sup>3</sup>/сут. (Сах. ТКЗ № 145, 2003 г.).

*Месторождение Горомай (VI-6-8)* находится на западном берегу залива Чайво в 3,5 км юго-западнее устья р. Бол. Горомай, разведано для водоснабжения объектов берегового комплекса по переработке нефти. Наиболее проницаемая грубообломочная часть разреза вскрыта в интервале глубин 103 – 156 м. Средняя эффективная мощность – 34,5 м. Воды хлоридно-гидрокарбонатные натриево - кальциевые с минерализацией 0,04 – 0,12 г/дм<sup>3</sup>. Балансовые запасы С<sub>1</sub> – 0,620 тыс. м<sup>3</sup>/сут., С<sub>2</sub> – 0,396 тыс. м<sup>3</sup>/сут. (Сах. ТКЗ № 135, 2003 г.)

*Месторождение Чайво (VI-6-9)* расположено на внешней косе, разделяющей одноименный залив и Охотское море, разведано для снабжения подземными водами объектов, сооружаемых в рамках проекта «Сахалин-1». Пресные воды залегают в двух интервалах (0 – 40 и 215 – 250 м), разделенных толщей соленых вод. Промышленный интерес представляет водоносный интервал 215 – 250 м. Мощность водовмещающих пород – от 16,5 до 37 м, дебит – 250,6 – 432,0 м<sup>3</sup>/сут. Воды изученного горизонта пресные хлоридные натриевые

с минерализацией 0,35 – 0,54 г/дм<sup>3</sup>, по большинству показателей соответствуют питьевым водам. Балансовые запасы воды С<sub>1</sub> – 240 тыс.м<sup>3</sup>/сут. (Сах. ТКЗ № 133, 2003 г.).

*Месторождение Чайво-2 (VI-6-10)* находится на косе между заливом Чайво и Охотским морем, разведано для технического водообеспечения объектов Компании «Эксон Нефтегаз Лимитед». Наиболее водоносный горизонт вскрыт в интервалах глубин 81 – 145 м. Воды сильно солоноватые, хлоридные натриевые с минерализацией 8,4 – 9,2 г/дм<sup>3</sup>, кислые (рН – 5,3 – 5,7). Отмечены очень высокие значения аммония-иона (до 17,3 мг/л), повышенные – SiO<sub>2</sub> (56,9 мг/л), марганца (5,5), катастрофически высокие – Fe<sup>2+</sup> (172 – 220 мг/л). Техническая вода предназначена для разжижения бурового раствора при его захоронении в глубокие водоносные горизонты. Запасы воды С<sub>1</sub> – 750 м<sup>3</sup>/сут, С<sub>2</sub> – 831 м<sup>3</sup>/сут (Сах. ТКЗ № 134, 2003 г.).

**Грязи лечебные** слагают два месторождения: Гаванское и Дагинское. *Гаванское месторождение (V-3-33)* находится на правом берегу р. Амур в 4-х км южнее поселка Анненские Минеральные Воды, разведано в 2001 г. [Батюков, 2004]. Оно приурочено к донным отложениям наиболее глубокой части оз. Гавань (Кини) и занимает площадь около 0,7 км<sup>2</sup>. Кондиционную часть отложений слагает однородный, не засоренный крупным материалом пласт мощностью 0,2 – 0,8 м, состоящий из двух слоев – верхнего (5 – 10 см) желеобразного и нижнего (20 – 60 см) текуче - и мягкопластичного. Лечебные грязи характеризуются высокой дисперсностью (содержание частиц менее 0,01 мм составляет более 50%), достаточно высоким (4,4 – 4,6%) содержанием органического вещества, наличием сульфидов (0,04 – 0,11%). Санитарно-бактериологические показатели соответствуют существующим требованиям.

Запасы лечебных грязей утверждены по кат. В (ТКЗ № 496, 2004 г.) в количестве 430 тыс.т (336 тыс. м<sup>3</sup>). Месторождение может служить минерально-сырьевой базой для крупного грязевого курорта (II группа месторождений по запасам). В настоящее время добычу в небольшом количестве ведет ГУЗ «Спецбольница восстановительного лечения Анненские воды». Всего с 2007 по 2013 гг. добыто 0,1637 тыс. м<sup>3</sup>. Остаток балансовых запасов грязей лечебных на 01.01.2014 г. равен 335,8363 тыс. м<sup>3</sup> (Сводный отчетный БЗ Хабаровского края, 2013).

*Дагинское месторождение (VI-6-13)*, расположенное на берегу Ныйского залива вблизи Дагинских минеральных источников, представлено морской сульфидной грязью, минерализованным торфом и сапропелью.

Морские сульфидные грязи формируются в эстуарии р. Нельбуты. Донные отложения представлены илами с запахом сероводорода. Влажность их 33 – 50%, удельный вес

1,4 – 1,6 г/см<sup>3</sup>, содержание сульфидов железа 0,15 – 0,35%. Засорение частицами более 0,25 мм не превышает 1 – 2%. Грязевый раствор отложений хлоридный натриевый, минерализация 14 – 32 г/л. Мощность пласта сульфидных грязей 0,3 – 1,3 м, площадь 20 га, общие запасы – 65 тыс. м<sup>3</sup>.

Торф высокой степени разложения (более 35%) залегает в болоте, которое формируется на месте разгрузки термальных вод. Удельный вес его 1,2 – 1,3 г/см<sup>3</sup>, влажность 62 – 70%. Торфогрязь слабокислая, минерализация отжима – 2,6 г/л, ионный состав хлоридный натриевый. Средняя мощность торфогрязи 0,6 м, общие запасы – 4,2 тыс. м<sup>3</sup>.

В пресных озерах, расположенных среди болот и во время нагонных явлений заливаемых морской водой, формируется сапропель. Влажность сапропеля 76 – 80%, засоренность растительными остатками 2,1 – 1,2%, содержание сульфидов достигает 0,1%. Состав хлоридный натриевый. Запасы сапропеля в одном из разведанных озер при средней мощности пласта 0,5 м составили 20 тыс. м<sup>3</sup>.

Общие грязевые ресурсы месторождения оцениваются в количестве 90 тыс. м<sup>3</sup> [Евсеев, 1990].

## 7. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Прогнозно-металлогенические исследования на территории листа проводились широким кругом организаций. Из работ металлогенической направленности последних лет, где приводится детальная характеристика металлогенических особенностей территорий с выделением прогнозируемых рудных узлов и площадей следует отметить следующие работы: «Металлогеническая карта Дальневосточного района масштаба 1:1 500 000» (В.И. Сухов и др., 1999 г.), «Минерагеническая карта Хабаровского края» (М. В. Мартынюк и др., 2000 г.), «Карта минерагенического районирования Хабаровского края и ЕАО масштаба 1:1 000 000» (А. Ф., Васькин, Г.В. Роганов, 2006 г.), «Карта рудной и россыпной золотоносности» (Ю. П. Змиевский, С.И. Денисов, 1999 г.).

В основу минерагенического районирования континентальной и островной суши листа положена карта минерагенического районирования территории Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3 и смежных площадей масштаба 1:2 500 000 (Роганов, 2008).

Размещение полезных ископаемых подчиняется определенным закономерностям – все известные рудоносные системы располагаются в границах металлогенических провинций, которые соотносятся с геолого-тектоническими подразделениями района. В пределах территории выделяются Амуро-Охотская, Сихотэ-Алиньская, Хоккайдо-Сахалинская и Охотская нефтегазоносная провинции. Амуро-Охотская провинция представлена Удско-Шантарской минерагенической зоной с железо-фосфорно-марганцевым профилем рудоносности и Ульбанской минерагенической областью золотой и золото-кварцевой специализации. Золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение локализуется в осадочных (алевропесчаниковых) породах Ульбанского прогиба в связи с позднемеловой гранит-гранодиорит-диоритовой формацией.

Сихотэ-Алиньская провинция соответствует одноименному складчато-надвиговому сооружению, в котором палеозойские и мезозойские терригенные отложения перемежаются с близкими по возрасту вулканогенно-кремнистыми образованиями. Минерагения провинции довольно разнообразна и представлена как рудными месторождениями и проявлениями золота, олова, вольфрама, молибдена, меди, свинца, цинка и др., так и нерудным сырьем (стройматериалами, алунитами, драгоценными и поделочными камнями, лечебными минеральными водами и глинами). 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. Большое влияние на размещение полезных ископаемых оказывали долгоживущие разломы.

Металлогенический профиль провинции связан с мезокайнозойским этапом развития, выразившимся в широком проявлении магматических процессов. В составе провинции выделяются Нижнеамурская и Усть-Амурская минерагенические зоны с существенно золотым оруденением золото-кварцевого и золото-серебряного типов. В ЮЗ части территории листа N-54 минерагеническая провинция включает Кур-Амгунскую минерагеническую зону сурьмяно-ртутной специализации.

Хоккайдо-Сахалинская провинция представлена в окраинно-морской части территории листа N-54 (остров Сахалин и акватория). О. Сахалин сложен стратифицированными осадочными и вулканогенно-осадочными формациями мезозойского и кайнозойского возраста. Магматические образования пользуются ограниченным распространением. В составе провинции выделяется Шмидтовский прогнозируемый фосфорит-золото-ртутно-хромоворудный узел (0.0.1.Cr,Hg,Au) и прогнозируемый Шмидтовский прибрежный хромово-золотой узел.

Охотская нефтегазовая провинция на территории листа N-54 представлена Северо-Сахалинской установленной и прогнозируемыми Охотско-Шантарской и Дерюгинской нефтегазоносными областями, соответствующим одноименным геолого-структурным элементам Охотоморской неоплатформенной плиты – осадочным бассейнам. В пределах наиболее детально изученной Северо-Сахалинской нефтегазоносной области оконтурены шесть нефтегазоносных районов, каждый из которых включает от одной до шести зон нефтегазонакопления.

### **Амуро-Охотская минерагеническая провинция**

**Удско-Шантарская марганцево-фосфорит-железорудная минерагеническая зона (1.Fe,Mn/PZ<sub>1-2</sub>)** представлена своим северным окончанием. Границы ее здесь скрываются водами Охотского моря. С ранне- и среднепалеозойской минерагеническими эпохами, проявившимися в истории геологического развития этой зоны, связывается формирование гидротермально-осадочных руд железа и марганца, а также карбонатных и кремнистых брекчиевых фосфоритов. Проявления этих полезных ископаемых широко распространены за пределами территории листа на правобережье р. Уда и в северной части о. Бол. Шантар. Предположительно с позднепалеозойской эпохой связываются проявления платиноносности в массиве дунит-клинопироксенит-габбровой формации о. Феклистова.

На рассматриваемой территории в парагенетической связи с позднемеловыми интрузиями, обнажающимися на островах Охотского моря, установлены слабо изученные проявления золото-сульфидно-кварцевой и кварц-молибденитовой формаций.

### **Ульбанская серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая область (2.Au,Ag/K2, Q)**

В структурном плане территория Ульбанской минерагенической области отвечает Ульбанской СФЗ в составе Амуро-Охотской ГСС, ограничена со стороны суши глубинным структурным швом и береговой линией заливов Николая и Академии и представляет крупный золотоносный район, часть которого скрыта под водами Охотского моря. Ориентирован он в северо-восточном направлении соответственно простиранию контролирующей структуры Дигдиланского разлома, разграничивающего структурно-фациальные комплексы Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской ГСС. В составе Ульбанской минерагенической области выделяется Мевачанский серебряно-вольфрам-молибденовый золоторудно-россыпной район, включающий Турчиканский золоторудно-россыпной узел, Врангелевский и Мангулийский молибденово-золоторудно-россыпные узлы. В геолого-структурном отношении район отвечает одноименному ареалу интрузий и даек позднемеловых диорит-гранодиоритовой и гранитовой формаций. Местами сохранились от размыва небольшие вулканические покровы, сложенные вулканогенными образованиями андезитовой и риолит-дацитовой формаций. С магматическими формациями здесь связаны проявления золота и молибдена, локализующиеся в зонах гидротермально измененных пород, как среди юрских отложений, так и непосредственно в интрузивах. Границы района определяют крупные разломы преимущественно северо-восточного и северо-западного направлений. Магматический фактор определяет металлогеническую специализацию района и локализацию различных типов металлических полезных ископаемых. В пределах Мевачанского рудно-россыпного района коренного месторождения золота не выявлено, но наличие многочисленных рудопроявлений золота золото-кварцевой малосульфидной высокоэффективной россыпеобразующей формации и благоприятные геоморфологические обстановки позволяют считать рудный район перспективным на выявление промышленных россыпей.

**Врангелевский рудно-россыпной узел 2.1.1. Au,Mo/K2-Q** протягивается вдоль залива Академии в близмеридиональном направлении. В его пределах среди верхнеюрских терригенных отложений расположены выходы Врангелевского массива палеогеновых гранитов, мелкие интрузии и дайки позднемелового диорит-гранодиоритового комплекса. В экзоконтактной части и в пределах интрузий располагаются рудопроявления золота, молибдена, вольфрама. Перспективные рудопроявления молибдена Южное и



вольфрама Водопадное, приуроченные к палеогеновым гранитам локализуются он в минерализованных зонах дробления мощностью до 100 м, вмещающих рудоносные кварцевые жилы и в зонах метасоматического окварцевания. Рудопроявление Южное, перспективное на выявление мелкого месторождения комплексных руд, приурочено к зонам метасоматически окварцованных пород мощностью до 10 м и протяженностью до 200 м. Зоны вмещают рудоносные кварцевые жилы с вкрапленностью молибденита, арсенопирита, пирита, халькопирита, галенита и вольфрамита. Содержание полезных компонентов в рудах: молибдена – 0,01-0,8% по бороздovому опробованию, мышьяка - до 3%, меди – до 0,3%, свинца – до 0,2% и серебра – до 0,03%. Содержание WO<sub>3</sub> в жилах рудопроявления Водопадного колеблется от 0,05 до 0,7% в штуфах. Оба рудопроявления рекомендуются для дальнейшего изучения.

**В Мангулийском рудно-россыпном узле 2,1.2.** расположены Чадаянский, Эльгонский и Джапинский интрузивные массивы, вокруг и в пределах которых располагаются рудопроявления и точки минерализации золота, молибдена и висмута золото-кварцевой формации золото - редкометалльного минерального типа. Наиболее перспективными проявлениями золото-молибденовой минерализации является рудопроявления Кремневое, Опорное, Юхтинское, локализованные в эндоконтактной части массивов. Рудопроявление Опорное наиболее крупное. Здесь выявлены зоны грейзенизированных пород с кварцевыми жилами и прожилками, содержащими вкрапленность золота, молибденита и сульфидов меди. Мощность зон грейзенизации до 3-4 м, кварцевых жил - 5-20 см, редко до 1,7 м. По простиранию ни зоны, ни жилы не прослежены. Содержания полезных компонентов колеблются для золота от следов до 7,6 г/т (единичные - 29 г/т), для молибдена - от 0,0005 до 0,5%, для висмута - от 0,001 до 0,1%, иногда до 1%. В пределах рудопроявления установлена перспективная геохимическая аномалия молибдена с прогнозными ресурсами в 12 тыс.т. В.А. Ловягин [352] предполагает наличие на глубине оруденения молибден-порфировой формации. Прогнозные ресурсы золота рудопроявления Опорного по категории P<sub>2</sub> составляют 3 т

Значимыми критериями для Мангулийского рудно-россыпного узла являются: пространственная и парагенетическая связь с проявлениями малообъемного магматизма - выходами интрузивных тел площадью от 0,5 до 2,0 км<sup>2</sup>;

- ассоциация с порфировыми субвулканическими или гипабиссальными монцонитами, диоритами и кварцевыми диоритами, гранодиоритами и, реже, гранитами;

- проявление гидротермально-метасоматических изменений: калишпатизация, биотитизация, серицитизация, пропицитизация, иногда окварцевание, турмалинизация, каолинизация;

- приуроченность молибден-порфирового оруденения к зонам кварц-серицитовых и калишпатовых изменений.

Площадь узла характеризуется совмещением молибденовой и золотой, минерализацией. Здесь установлены вторичные ореолы рассеяния меди, молибдена. Все эти данные говорят о высоких перспективах узла на золотое и молибден-порфировое оруденение.

**Турчиканский рудно-россыпной узел 2.1.3.** соответствует локальной тектоно-магматической структуре, насыщенной штоками и дайкам позднемеловых диоритов, диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, которые прорывают юрские терригенные отложения. В пределах узла широко развита золото-сульфидно-кварцевая минерализация, приуроченная, как правило, к тектонически ослабленным зонам преимущественно северо-западного и субмеридионального простирания. Золоторудные тела часто локализуются в узлах пересечения этих разломов. Наиболее интересным в практическом отношении является рудопроявление Турчик. Оруденение локализовано в зонах сульфидизированных серицит-кварцевых и кварцевых, в кварцевых и кварц-сульфидных жилах а также в минерализованных зонах дробления. В целом перспективность Турчиканского рудно-россыпного узла на выявление коренных месторождений золота не велика, но большое промышленное значение имеют россыпи золота. В его в пределах не исключена возможность выявления новых промышленных россыпей.

**Албазинский рудно-россыпной узел 1.0.1.** Au/ K<sub>2</sub>Q расположен в междуречье Сомня-Амгунь и представлен своей восточной частью. Здесь выявлены рудопроявления молибдена, золота, несколько пунктов золотой минерализации и два небольших россыпе-проявления. Золоторудно-кварцевое проявление Инилоханское локализуется в минерализованных зонах дробления среди юрских терригенных отложений, а также в интенсивно окварцованных, серицитизированных, карбонатизированных и пиритизированных дайках позднемеловых гранодиорит-порфиров и диорит-порфиритов. Содержание золота в минерализованных зонах дробления мощностью до 2,8 м достигает 8,6 г/т, в оруденелых дайках мощностью 0,6-1,8 м - 2-3 г/т (иногда до 11,8 г/т). Рудопроявления не представляют практического интереса из-за незначительных параметров рудоносных тел, но на сопредельной к западу территории, располагается Албазинское месторождение, разведанное, среднее по запасам. Перспективы восточной части Албазинского узла не ясны и рекомендуется дальнейшее его изучение.

## **Сихотэ-Алиньская минерагеническая провинция**

### **Нижнеамурская вольфрамово-(серебро-молибденово), золоторудно-россыпная минерагеническая зона (4.Au,W(Mo,Ag)/K<sub>2</sub>-P,Q)**

Охватывает более половины территории листа N-54. На востоке она граничит с Усть-Амурской МЗ, которой соответствует Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс. Граница их условно проводится по зоне Вьюнского крупного глубинного разлома близмеридионального направления. В геолого-структурном отношении эта минерагеническая зона может рассматриваться как перивулканическая часть Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена. В ее пределах обнажены многочисленные интрузивные массивы, которые, возможно, являются корневыми частями вулканических сооружений, уничтоженных эрозией. Ареалы интрузивного магматизма и локальные вулcano-плутонические структуры накладываются на Горинскую и Приамурскую (Чаятынскую) СФП. С позднемеловыми орогенными магматическими комплексами, представленными андезитовой, риолит-дацитовый и диорит-гранодиоритовой формациями, парагенетически связаны рудопроявления и месторождения золота, серебра, вольфрама, молибдена, олова. В пределах минерагенической зоны выделяются два рудно-россыпных района: Херпучи-Ваюнский и Пильдо-Лимурийский.

**Херпучи-Ваюнский рудно-россыпной район (4.1- K<sub>2</sub> -P, Q (Au, Mo, W, Ag))** представляет собой тектонический блок, насыщенный интрузиями диорит-гранодиоритовой и гранитовой формаций позднемелового и палеогенового возраста. Здесь расположены такие крупные массивы как Чульбатский, Почельский, Ангочиканский, а также много более мелких интрузий. С запада и востока район ограничен близмеридиональными глубинными разломами - Имским (Лимурчанским) и Орельским (Орель-Кизинским); южная граница отвечает Бичинскому, а северная - Дальжинскому разломам. Интрузии прорывают мощный комплекс терригенных отложений преимущественно нижнемеловой флишевой формации. Для района характерна разнообразная, преимущественно золотая минерализация, причем особенно широко проявлена россыпная золотоносность, известная еще с прошлого века. Источниками россыпного золота являются коренные рудопроявления золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций, выявленные в пределах рудно-россыпных узлов района.

Херпучи-Ваюнский рудно-россыпной район включает три рудно-россыпных узла: Херпучинский, Ваюнский и Ангочиканский.

**Херпучинский оловянно-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпной узел (4.1.1.Au,Mo,W,Sn)** характеризуется богатой россыпной золотоносностью. Вольфрамовая, молибденовая и золотая минерализация приурочена к различным фациям метасоматически измененных пород и несколько разобщена во времени. Собственно вольфрамовое оруденение приурочено к штокверку в кварц-мусковитовых грейзенах, молибденовое оруденение тяготеет к полям развития альбит-микроклиновых метасоматитов с кварцевыми жилами и прожилками, а золотая минерализация приурочена к кварц-сульфидным жилам и прожилкам и является наиболее поздней (Э.П. Изох, 1967 г.). Для вольфрамового оруденения характерна ведущая роль вольфрамита при незначительном количестве шелита (золото-молибден-вольфрамовое рудопроявление Большереченское V-1-32). Содержание трехоксида вольфрама колеблется от 0,01 до 3 % (редко до 5 %). Молибденит образует мелкие гнезда и чешуйчатую вкрапленность в кварцевых жилах и прожилках неравномерной мощности (0,1-0,7 м). Содержание молибдена колеблется от 0,05 до 0,4 %. Содержание золота в кварц-сульфидных прожилках не превышает 2,2-4,7 г/т. Оруденение золото-кварцевой малосульфидной формации (V-1-20, V-1-28) приурочено в основном к минерализованным зонам дробления мощностью от 0,5 до 8 м (редко до 15 м) при протяженности до 5 000 м. Реже отмечаются золотоносные зоны интенсивного прожилкового окварцевания типа линейных штокверков мощностью до 5 м, при мощности кварцевых прожилков не более 10 см. Содержания золота в зонах дробления и в зонах прожилкового окварцевания невысокие - 0,1-3,0 г/т, в единичных штуфных пробах - до 5-8 г/т. Рудопроявления недоизучены, поэтому здесь рекомендуется проведение детальных поисков. Оруденение золото-сульфидной формации (V-1-38, V-1-45) приурочено к окварцованным и сульфидизированным дайкам плагиогранит-порфиров позднемелового возраста, прорывающим нижнемеловые терригенные отложения. Мощность оруденелых даек от 2,5 до 5-7 м, протяженность 300-400 м. Содержания золота колеблются от 0,01 до 2,9 г/т. В южной части узла в экзо- и эндоконтактных зонах Чульбатского гранитного массива выявлено рудопроявления: Чульбаткан (V-1-58), Саватеевское (V-1-59) перспективные на поиски крупных месторождений золото(серебро)содержащее оруденение медно-порфирового типа. Херпучинский рудно-россыпной узел входит в площадь, рекомендованную для опережающего составления геофизической, геохимической и дистанционной основ и проведению ГДП-200 с подготовкой к изданию комплектов ГГК-200/2 первой очереди.

**Ваюнский молибденово-золоторудно-россыпной узел (4.1.2.Au,Mo)** Геологическое строение узла характеризуется широким развитием интрузивных пород диорит-гранодиоритовой формации позднего мела и палеогена, слагающих Маловаюнский массив и ряд мелких штокообразных и трещинных тел, прорывающих нижнемеловые терриген-

ные отложения флишевой формации. Золотая и молибденовая минерализация связана с интрузиями диорит-гранодиоритовой формации. Наиболее представительным месторождением золото-сульфидно-кварцевой формации является Октябрьское(V-2-49) локализованное в экзо-эндоконтактной зоне Маловаюнского массива поздне меловых гранодиоритов. Рудопроявление представлено серией кварцевых с сульфидами жил мощностью от 0,02 до 1,25 м (чаще всего 7,0-40,0 см) и протяженностью от 20 до 300 м. Оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации (VI-2-4,-12) приурочено к зонам прожилкового окварцевания, минерализованным зонам дробления, кварцевым жилам в оруденелых дайках диорит-порфиритов Рудопроявление молибдена Ковриженское (VI-2-7) локализовано в зоне контакта поздне меловых гранодиоритов Сунгачанского массива с интенсивно окварцованными, серицитизированными, каолинизированными и сульфидизированными вулканитами поздне меловой дацит-риолитовой формации. Рудопроявление представляет собой штокверк линзообразной формы (360 x 260 м). Молибденовое оруденение концентрируется в мелких различно ориентированных кварцевых и кварц-сульфидных прожилках с примазками, налетами и неравномерной вкрапленностью молибденита. При проведении детальных поисков на рудопроявлении были подсчитаны ориентировочные запасы в 8600 т, по которым оно было оценено как непромышленное месторождение, но, учитывая низкое содержание молибдена, позднее было переведено в ранг рудопроявления (паспорт Г-1 № 136, 1984 г). За счет более детального доизучения рудоносного штокверка возможно увеличение запасов. Ваюнский рудно-россыпной узел рудно-россыпной узел входит в площадь, рекомендованную для опережающего составления геофизической, геохимической и дистанционной основ и проведению ГДП-200 с подготовкой к изданию комплектов ГГК-200/2 первой очереди.

#### **Ангочиканский медно-молибден-золоторудно-россыпной узел (4.1. Au, Mo, Cu)**

Данному узлу принадлежит северо-западная часть территории листа, охватывающая бассейны левых притоков р. Бичи и правых притоков. В его пределах распространены флишеидные отложения нижне меловых горинской и пионерской свит, вмещающие массивы и дайки гранодиоритов и гранодиорит-порфиров нижнеамурского и бекчиулского комплексов. В экзоконтактах интрузивных тел вмещающие породы ороговикованы, иногда метасоматически окварцованы. На территории узла в кварц-серицитовых метасоматитах зарегистрировано рудопроявление молибдена (VI-2-13) рудопроявления(VI-1-1, 4,8,18,23) россыпи (VI-1-17,19) золота.

Территории узла наиболее перспективна на золото и входит в площадь, рекомендованную для опережающего составления геофизической, геохимической и дистанционной

основ и проведению ГДП-200 с подготовкой к изданию комплектов ГГК-200/2 второй очереди.

**Пильдо-Лимурийский серебро-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпной район (4.2. Au, Mo, W, Ag)** представлен северо-восточной частью заходит на территорию листа с соседней с юга площади и охватывает бассейны рек Бичи и Бичи. Он сложен преимущественно нижнемеловыми терригенными, в меньшей мере триасовыми и юрскими вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями, прорванными интрузиями гранитоидов нижеамурского, Эвурского, бекчиулского и приморского комплексов. Район представляет собой горст-антиклиналь северо-восточного направления, в ядре которой обнажаются в виде цепочки интрузивные тела, сложенные породами преимущественно позднемеловой диорит-гранодиоритовой формации (Покровско-Троицкий, Афанасьевский, Джаткинский и др. массивы) и, в меньшей степени, монзонит-гранодиоритовой и гранит-лейкогранитовой палеогеновых формаций (Дидбиранский, Аллочка, Бичинский массивы). С этими интрузиями связаны золоторудные и редкометалльные проявления. Профилирующим в рассматриваемой системе является оруденение золото-кварцевой формации при подчиненной роли оруденения ряда других рудных формаций: редкометалльной, золото-сульфидной, полиметаллической. В рудных полях характерно широкое распространение предрудных даек порфиروهого гранит-гранодиорит-порфирит-лампрофирового комплекса. Различаются три морфологических типа рудных тел:

1) малосульфидные кварцевые жилы мощностью до 0.3 м (редко до 1-1.5 м) и протяженностью до 300 м; кварц жил содержит примесь серицита, альбита, хлорита, эпидота; из рудных наиболее часты пирит и арсенопирит, реже встречаются галенит, сфалерит, шеллит, молибденит; содержание золота колеблется от 0.1 до сотен г/т, в рядовых случаях находится на уровне 3-4 г/т.

2) минерализованные зоны дробления секут осадочные образования и дайки, имеют СЗ и широтное простирание; протяженность минерализованных участков зон колеблется от первых десятков до первых сотен метров при ширине от 0.5 до 10 м, редко до 100 м; породы зон окварцованы и сульфидизированы; кварц либо замещает всю массу пород, либо, чаще, образует густую сеть нитевидных прожилков; содержание золота в зонах колеблется от 0. до 20 г/т и более;

3) штокверковые зоны, образованные сетью тонких (1-3 мм) кварцевых прожилков, минерализованных свободным золотом и золотосодержащими окисленными сульфидами. Характерными представителями кварцево-жильного типа оруденения являются Октябрьское, Покровско-Троицкое месторождения. В пределах района выделено три рудно-россыпных узла и один прогнозируемый рудный узел, где сконцентрированы золоторуд-

ные и редкометалльные проявления и месторождения золоторудно-кварцевой, молибденит-кварцевой, редкометальной и полиметаллической минерализации.

**Покровско-Троицкий серебряно-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпной узел (4/2/1. Au, Mo, W, Ag)** подчиняется общему простиранию Джатко-Боткинской горстан-тиклинали. Профилирующим металлом узла является золото, подчиненное значение имеют молибден и вольфрам. Наиболее значительным рудным объектом узла является Покровско-Троицкое месторождение золота (VI-1-35), известное с 1912 г. Месторождение расположено в пределах северо-восточной зоны повышенной трещиноватости с интенсивно развитым жильно-прожилковым окварцеванием и слабой сульфидизацией. Степень разведанности месторождения высокая (как с поверхности, так и на глубину). По общим промышленным запасам оно считается мелким (паспорт А-№ 35, 1983г.). В 1957 г. оставшиеся запасы были переведены в забалансовые и месторождение законсервировано из-за нерентабельности дальнейшей его разработки. В северо-восточной части узла выявлены рудопроявления золота (VI-2-35,37), приуроченные к мощной (до 300 м) близширотной минерализованной зоне трещиноватости (дробления), фиксирующей крупный разлом, пересекающий Бичинский массив в широтном направлении. Зона прослежена до 3,5 км. В пределах зоны, кроме окварцованных и сульфидизированных брекчий, выявлены разоб-щенные кварцевые и кварц-сульфидные жилы и прожилки с золотом мощностью 1-15 см, редко до 1,5 м, а также линейные поля золотоносных кварцевых метасоматитов мощностью от 1,0 до 17,0 м и протяженностью до 300 м. Гидротермальные изменения проявлены в вулканитах позднемеловой андезитовой формации. Распределение золота (и серебра) в кварц-сульфидных жилах и в кварц-серицитовых метасоматитах весьма неравномерное, содержания его колеблются от 0,8 до 5,2 г/т, в единичных пробах (из кварцевых жил) до 140,4 г/т, а серебра - от 12,3 до 100 г/т. Сопутствующие компоненты представлены медью 0,01-0,1 %, свинцом 0,01-0,6 %, цинком 0,01-0,03 %, мышьяком 0,04-0,3 до 1 % и вольфрамом (только в кварцевых жилах) - до 0,3 %. Здесь рекомендуется провести дополнительные поисковые работы.

Все золоторудные проявления узла сопровождаются россыпями золота, большинство из которых успешно обрабатываются. Редкометалльное висмут-вольфрам-молибденовое рудопоявление Гамаюн (VI-2-36) локализовано в палеогеновых грейзени-зированных и окварцованных гранитах, зоны и поля которых образуют полукольцевую структуру радиусом 1500-2000 м в пределах гранитного купола Бичинского массива (так называемая Правобичинская редкометалльная площадь). Грейзенизированные граниты и грейзены образуют линейные и неправильной формы рудоносные зоны мощностью от 0,1 до 150 м при протяженности их от 100 до 1000 м. Рудные минералы присутствуют в виде

рассеянной вкрапленности, гнезд или тонких прожилков и представлены молибденитом, вольфрамитом, висмутином, пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и другими сульфидами меди, присутствуют также золото и серебро. Содержания молибдена в рудах колеблются от 0,01 до 1%, вольфрама - от 0,01 до 0,3%, висмута - от 0,01 до 1%, меди - от 0,01 до 0,2%, свинца - от 0,01 до 1,3%, серебра - от 5 до 300 г/т и золота до 0,2 г/т. Авторские ресурсы категории Р<sub>3</sub> по молибдену составили 6 тыс.т, по вольфраму - 450 т. Здесь рекомендованы поисковые работы на выявление оруденения золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой формаций и новых рудных объектов редкометального (вольфрам-молибден) оруденения, локализованного в палеогеновых грейзенизированных гранитах.

**Березовский прогнозируемый молибденово-золоторудный узел (4.2.2.Аи,Мо)** представлен северо-восточной частью в юго-западной части листа N-54. Площадь узла сложена существенно терригенными юрскими образованиями силинской свиты, прорванной мелкими штоками гранодиоритов эвурского комплекса. В пределах узла на территории листа М-54 находятся сближенные проявления золота (Березовое 3) и молибдена (Березовое-2), а также пункт минерализации вольфрама (Березовый-1). Оруденение золото-кварцевой формации приурочено к зонам кварцевых метасоматитов и аргиллизированных пород, отвечающим тектонически ослабленным зонам трещиноватости среди верхнеюрских песчаников, прорванных небольшим штоком и дайками позднемеловых кварцевых диоритов. Прогнозируемый узел может представлять интерес на золотое, вольфрамовое и молибденовое оруденение как объект II очереди освоения.



Таблица 7.1

Общая оценка прогнозных ресурсов минерагенических подразделений территории листа N-54.

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S, км <sup>2</sup>	Полезное ископаемое	Ед. изм.	Прогнозные ресурсы				Удельная продуктивность P/S	Рекомендации по дальнейшим работам
					P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Общий прогнозный ресурс		
Ульбанская серебряно-золоторудно-россыпная минерагеническая область Мевачанский серебряно-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпной район										
1	Мангулийский-молибден-золоторудно-россыпной узел 2.1.2. N-54-XIII, XIV, XVXIX, XX	3250	Золото	т		11,8	64	75,8		Поисковые работы Первая очередь
2	Турчиканский золоторудно-россыпной узел 2.1.3. N-54-XIX, XX	1000	Золото	т			60	60		Поисковые работы Первая очередь
Нижнеамурская вольфрам-серебро-молибденово-золоторудно-россыпная минерагеническая зона Херпучи-Ваюнский серебряно-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпной район										
3	Херпучинский оловянно-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпной узел 4.1.1. N-54-XXV	1200	Золото росс.	т	0,46	1,39	0,1	1,95		ГДП-200 Первая очередь
4	Ваюнский молибденово-золоторудно-россыпной узел 4.1.2. N-54-XXVI, XXXI	560	Золото	т			43	43		Поисковые работы. Первая очередь
			Золото росс.	т	0,38		1,08	0,226	1,68	
	Ангочиканский медно-молибден-золоторудно-россыпной узел 4.1.3. N-54-XXV, XXVI, XXXI, XXXII	900	Золото росс.	т	0,9	0,36	2	2,26		Поисково-оценочные. Вторая очередь

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S, км <sup>2</sup>	Полезное ископаемое	Ед. изм.	Прогнозные ресурсы				Удельная продуктивность P/S	Рекомендации по дальнейшим работам
					P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Общий прогнозный ресурс		
Пильдо-Лимурийский серебряно-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпной район										
6	Покровско-Троицкий серебряно-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпной узел 4.2.1. N-54- XXXI, XXXII	800	Золото	т		5	15	20		Поисково-оценочные работы. Первая очередь
			Золото росс.	т	0,33	0,995	0,08	1,4		
7	Агние-Афанасьевский серебряно-молибден-вольфрам золоторудно-россыпной узел 4.2.3. N-54- XXXI	300	Золото	т		20	17,2	37,2		Поисковые работы. Первая очередь.
			Золото росс.	т		0,107	0,123	0,23		
8	Дидбиранский золоторудно-россыпной узел 4.2.4. N-54- XXXII	1 000	Золото	т			42	42		Поисковые работы. Первая очередь.
			Золото росс.	т	0,41	2,302	0,158	2,87		
Вне районов										
9	Бекчи-Улский (Многовершинный) молибден-серебряно-золоторудно-россыпной узел 4.0.1 N-54- XIV, XV, XX, XXI.	2500	Золото	т		20		20		Поисковые и оценочные работы. Первая очередь
10	Тахтинский молибден-медно-золоторудно-россыпной узел 4.0.2. N-54- XX, XXI, XXVI, XXVII	1800	Золото	т	3	4		7		Поисковые и оценочные работы. Первая очередь
11	Верхнетыминский прогнозируемый золоторудный узел	130	Золото	т			9,1	9,1		Поисковые работы мас-

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S, км <sup>2</sup>	Полезное ископаемое	Ед. изм.	Прогнозные ресурсы				Удельная продуктивность P/S	Рекомендации по дальнейшим работам
					P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Общий прогнозный ресурс		
	4.0.3 N-54-XXXIII									штаба 1:5000, 1:10 000 Первая очередь
Усть-Амурская цеолит-алунит-серебро-золоторудно-россыпная минерагеническая зона Белогорско-Бухтынский цеолит-серебро-золоторудно-россыпной район										
12	Кольский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел 5.1.1. N-54-XV, XXI, XXII	962	Золото росс.	т			2,4	2,4		Поисково-оценочные работы. Первая очередь
13	Белогорский серебро-золоторудно-россыпной узел 5.1.2. N-54-XXI	300	Золото	т	0,5	5,8	14	20,3		Крупномасштабное ГК 1:25 000 Первая очередь
14	Бухтынский алунитово-серебро-золоторудно-россыпной узел 5.1.5. N-54-XXVII	1000	Золото Серебро	т		2	50 500	52 500		Крупномасштабное ГК 1:25 000 Первая очередь
Кизинский алунитово-серебряно-золоторудно-россыпной район										
15	Богородский прогнозируемый серебро-золоторудный узел 5.2.1. N-54-XXXIII	210	Золото	т			16	16		Поисковые работы, ревизионно-поисковые работы масштаба 1:10000.

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Площадь S, км <sup>2</sup>	Полезное ископаемое	Ед. изм.	Прогнозные ресурсы				Удельная продуктивность P/S	Рекомендации по дальнейшим работам
					P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Общий прогнозный ресурс		
										Вторая, третья очередь.
16	Кади-Потинский прогнозируемый серебро-золоторудный узел 5.2.3. N-54-XXXIII	432	Золото	т			18,7	18,7		Поисковые работы. Первая очередь.
Хоккайдо-Сахалинская минерагеническая провинция										
17	Шмидтовский прогнозируемый фосфорито-золотортутно-хромоворудный узел 0.0.2. N-54-XVII, XXIII	1200	Хромит	млн. т			5	5		Поисковые работы. Первая очередь.
Угленосные площади наложенных кайнозойских осадочных бассейнов и малых впадин										
18	Налевская -0.0.3..УБ/Р N-54-XXVII, XXVIII	95	Уголь бурый	млн. т			94			Оценочные работы. Первая очередь.

## НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Территория суши и акватория листа N-54 является частью Охотоморского региона, в пределах которого расположена одноименная нефтегазоносная провинция. Охотская нефтегазоносная провинция характерна следующим:

- наличием двух основных этажей нефтегазоносности: палеогенового рифтового и олигоцен-плиоценового полностью выполняющего бассейны;
- приуроченностью наиболее перспективных бассейнов к периферии обширного ареала прогибания вдоль складчатых орогенов и обладающих проградационным строением и резкой фациальной изменчивостью отложений;
- приуроченностью нефтегазовых месторождений к олигоцен-миоценовым отложениям;
- выделением в качестве основных нефтематеринских отложений относительно глубоководных эоценовых глинистых и олигоцен-миоценовых глинисто-кремнистых образований;
- преобладанием терригенных коллекторов;
- преобладанием многопластовых месторождений, смешанных по фазовому составу; залежей пластовых сводовых с литологическими и дизъюнктивными ограничениями.

Рассматриваемый регион находится на стыке крупнейших разнородных тектонических элементов, но основная нефтегазоносность везде связана с кайнозойским осадочным чехлом. Выделяются 3 основных типа кайнозойских осадочных бассейнов (ОБ):

- складчатые прогибы северного периклинального погружения Хоккайдо-Сахалинской аккреционно-коллизивной системы;
- постколлизивные прогибы-грабены окраины континента, заложившиеся на складчатых образованиях мезозой и перекрывающих их окраинно-континентальных вулканических поясах;
- бассейн глубоководной впадины Дерюгина.

В пределах листа N-54 первый тип представлен северной частью Северо-Сахалинского бассейна, второй – юго-западным сектором Охотско-Шантарского бассейна, третий – северо-западным склоном впадины Дерюгина, отвечающим в нефтегеологическом отношении этим же частям одноименных нефтегазоносных (НГО) и перспективных нефтегазоносных областей (ПНГО).

**Северо-Сахалинская НГО** занимает подавляющую часть акватории листа N-54 и охватывает Северный Сахалин и прилегающий шельф. С юго-запада область сопряжена с интенсивно дислоцированными докайнозойскими образованиями антиклинорных сооружений Центрального Сахалина, многие тектонические ветви которых при погружении под осадочный чехол выражены антиклинальными зонами северо-западного простирания. Северо-западная граница НГО проводится достаточно условно по изопахите осадочного чехла в 1 км, восточ-

ная – по Западно-Дерюгинскому разлому, северная – по южному флангу Северо-Сахалинского поднятия с мощностью кайнозойского чехла менее 1-2 км.

Фундамент бассейна гетерогенен и по составу различен в разных районах. Глубина погружения фундамента в опущенных блоках составляет от 5 до 10 км. Осадочный чехол – кайнозойский. На суше и в акватории листа N-54 чехол разделяется на 3 нефтегазоносных комплекса (НГК): эоцен-олигоценый мачигарско-даехуриинский, нижне-среднемиоценовый дагинский, среднемиоцен-плиоценовый окобыкайско-нутовский, а также плиоценовый помырский. Состав и нефтегазоносность НГК резко отличаются в каждом НГР. Для Северо-Сахалинского НГБ характерны максимальные мощности (до 10-11 км) кайнозойских отложений, в которых присутствуют в значительном объеме морские глинистые и глинисто-кремнистые нефтематеринские толщи, обогащенные элиновым рассеянным органическим веществом и находящиеся в термических условиях ГФН (главной фазы нефтеобразования), что обеспечило высокий нефтегазопроизводящий потенциал осадочного выполнения бассейна.

Нефтегеологическое районирование Северо-Сахалинской области находится в следующем иерархическом соподчинении: нефтегазоносные районы – зоны нефтегазонакопления – месторождения нефти и газа. Основными критериями обособления нефтегазоносных районов области были доминантные для них условия нефтегазонакопления (структурные, резервуарные, характер гидродинамических источников). Выделены нефтегазоносные (НГР) и возможно нефтегазоносные районы (ВНГР): Северо-Шмидтовский, Васюканский, Западный, Охинский, Одоптинский и Дагинский. Западный, Охинский, Северо-Шмидтовский и Дагинский НГР распространены в акваторию с суши, остальные районы развиты только на акватории.

**Северо-Шмидтовский ПНГР** занимает значительную площадь акватории листа N-54 и п-ов Шмидта. Хотя здесь проведен большой объем сейсморазведки, выделено значительное количество перспективных объектов и пробурено 2 поисковые скважины, район остаётся слабо изученным. В связи с тем, что строение и состав осадочного чехла этого ПНГР отличается от известных сахалинских типовых разрезов, оценка нефтегазоносности этой значительной акватории до сих пор остается во многом провизорной.

Южная граница Северо-Шмидтовского ПНГР достаточно условна и проводится по предполагаемой линии литолого-фациальной смены состава северо-сахалинских НГК на существенно глинистые миоценовые толщи, аналогичные пильскому разрезу полуострова Шмидта и разрезам, вскрытых скважинами Тойская-1 и Медведь-1. Северная и северо-западная границы ПНГР совпадают с границами Северо-Сахалинской НГО.

Зоны возможного нефтегазонакопления выделены в Северо-Шмидтовском ПНГР только по структурному признаку. Проблемы литолого-фациальной зональности и коллекторов

остаются пока нерешенными. Выделено 5 ЗВНГ: Елизаветинская, Лопуховская, Трехбратская, Бакланьевская, Таежная и Эспенбергская ЗПНГ, соответствующие антиклинальным зонам и объединяющих 21 антиклинальные структуры. Большинство зон сосредоточено в центральной части района и связано с акваториальным продолжением складчато-сдвиговых зон полуострова Шмидта – оперяющими структурами крупнейшего Срединно-Сахалинского правостороннего сдвига. Обычно ЗВНГ объединяет 3-4 антиклинали, их протяженность колеблется от 30 до 80 км при ширине в среднем около 10 км. Локальные складки выражены по всем горизонтам осадочного чехла, вплоть до плиоценовых отложений. Размеры локальных структур различны: от мелких изометричных (50 км<sup>2</sup>) до крупных вытянутых (40 x 5-7 км). Структуры нарушены разрывами и обычно их структурные планы по разным горизонтам миоцена не совпадают. Амплитуды антиклиналей по замкнутым изогипсам по нижнемиоценовым отложениям не превышают 200 м, но с учетом ограничиваемых разломов могут достигать 400-500 м. Эспенбергская, Бакланьевская и Трехбратская зоны являются постседиментационными, так как обусловлены антиклинальными зонами Сахалинской (плиоценовой) фазы складчатости, в результате которой своды этих структур подверглись глубокой эрозии, что, очевидно, способствовало значительному разрушению залежей углеводородов (УВ). Поэтому основные перспективы нефтегазоносности этих зон надо связывать, в основном, с их периклинальными окончаниями и крыльями в пределах акватории.

Наиболее благоприятные условия для миграции, аккумуляции и консервации УВ могут быть в юго-западной части Эспенбергской зоны, где она сопряжена с крупным Байкало-Помырским очагом нефтегазообразования

Из этого очага мог происходить постоянный подток флюидов в Западно-Шмидтовскую структуру

В центральной части Северо-Шмидтовского НГР пробурены скважины Медведь-1 (3100 м), Тойская-1 (3832 м). Наиболее полный разрез пройден скважиной Тойская-1. Она вскрыла фундамент, представленный выветрелыми диабазами. В основании кайнозойского разреза залегает толща алевролитов и аргиллитов с подчиненным количеством низкопористых песчаников (< 10%) и конгломератов. Толща выравнивает эрозионный рельеф фундамента. Судя по сейсмическим разрезам, мощность этой базальной толщи может достигать 500 м. Выше залегают олигоцен-нижнеплиоценовые отложения с преобладанием алевролитов и аргиллитов. В скв. Медведь-1 в нижнем эоцене встречен пласт плотных песчаников (4 м). Средневерхнеплиоценовые отложения (помырский горизонт) резко несогласно перекрывают различные слои миоцена. В Северо-Шмидтовском ПНГ выделяются 3 крупных осадочных депозитов, разделенных антиклинальными зонами, протягивающимися с полуострова Шмидта: на западе – Байкало-Помырский прогиб с мощностью осадочных отложений до 6 км и

Марийская впадина (до 8 км), на востоке – Томинская впадина (до 5 км). Выполненные толщами тонкообломочных отложений, обогащенных ОВ, эти депрессии отвечают рангу крупных очагов нефтегазообразования.

**Васюканский НГР** занимает восточную часть рассматриваемой акватории. С запада он ограничивается Восточно-Одоптинской антиклинальной зоной, связанной с Восточно-Сахалинским глубинным разломом, а с востока – Западно-Дерюгинским разломом, основная часть которого проходит за пределами листа N-54. Особенностью Васюканского НГР является глубоководный тип кайнозойского разреза. Здесь получает распространение новый тип резервуаров – глубоководные склоновые и каньонные песчаники. Продуктивность такого турбидитового резервуара доказана открытием Кайганско-Васюканского нефтегазоконденсатного месторождения. Вместе с тремя более северными структурами (Северо, Южно, Восточно – Кайганская) Кайгано-Васюканское месторождение объединено в Васюканскую ЗНГН. Резервуарные условия нефтегазонакопления позволяют прогнозировать в НГР места скопления углеводородов в турбидитных резервуарах нижненутовского, верхненутовского, окобыкайского и дагинского подкомплексов.

Западный НГР и Охинский НГР включают всю северную половину Северного Сахалина, в пределах которой эксплуатируется множество мелких и средних скоплений углеводородов. Все месторождения нефти и газа здесь контролируются зонами нефтегазонакопления и ловушками, сформированными в ареале Срединно-Сахалинского мегасдвига (Охинский р-н), Западно-Байкальского (Западный р-н) и Лангрыйского зональных разломов. Для районов основными особенностями нефтегазовых комплексов является их значительная раскрытость и наличие внутрирезервуарных покрышек. Основным нефтегазосодержащим комплексом является окобыкайско-нижненутовский.

**Западный НГР** представлен в западной части территории суши листа N-54. Здесь выделены две промышленные зоны нефтегазоносности Лангрыйская и Астрахановская, объединяющие газоконденсатные и газовые месторождения. Фундамент осадочного чехла не определен, но, вероятно, он в значительной мере представлен образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, обнажающимися в непосредственной близости на приматериковом мелководье и вскрытыми скважинами на Сахалине (Музьминская, Северо-Лангрыйская площади). Мощность кайнозойского чехла последовательно увеличивается на юго-восток от 1 до 5 км. По данным бурения на суше и море, осадочный чехол района сложен всеми стратонами сахалинской шкалы – от эоцен-олигоценного даехуриинского до помырского горизонтов. Судя по сейсмическим данным, к северо-западу, по мере уменьшения мощностей осадочного чехла, можно предполагать, что палеоген-нижнемиоценовая часть чехла выклинивается. Астрахановская зона (Астрахановская, Центрально-Астрахановская, Северо-Астрахановская склад-



ки) нефтегазонакопления, включающая в себя Астрахановское и Узловое месторождения, большей своей частью расположена в Сахалинском заливе; залежи пластовые сводовые, разбитые на блоки, и тектонически экранированные (на периклиналях). В сводовой части Астрахановской морской структуры в 2000 г. были пробурены поисковая скважина Астрахановская-1 (2184 м) и наклонно-направленная с берега (2002 г.) Астрахановская-2 (3170 м). Скважины, вскрывшие отложения дагинского, уйнинского и даехуриинского горизонтов, не выявили залежей УВ.

К перспективным зонам относится Лангрыйская ЗНГ. Промышленная нефтегазоносность устанавливается на Березовском месторождении и связана с нижней частью вагисской свиты. В ее пределах на шельфе Сахалинского залива, по данным сейсморазведочных работ, выделена перспективная на газ Люгинская структура.

**Охинский НГР** занимает северо-восточную часть территории суши. В нём сосредоточена половина открытых нефтегазовых месторождений Сахалинской области, которые объединены в четыре зоны промышленной нефтегазоносности: Волчинско-Сабинскую, Охино-Эхабинскую, Гыргыланьи-Глухарскую и Паромайскую. На акватории пользуется ограниченным распространением. Фундамент осадочного чехла сложен верхнемеловыми (верхнесенонскими) терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями. Осадочный чехол мощностью до 7-8 км сложен олигоцен-плиоценовыми отложениями. Стратиграфический интервал промышленной нефтегазоносности этого района является самым большим для Северного Сахалина и охватывает отложения от дагинской до нutowской свиты включительно. Однако основные запасы нефти и газа приурочены к песчаным коллекторам нижненutowской подсвиты. Глубины залегания нефтегазовых скоплений измеряются от первых десятков метров до 2200 м. Залежи этого района отличаются большим разнообразием типов ловушек. Основными типами ловушек залежей нефти и газа являются пластово-сводовые и тектонически экранированные. Известен также ряд залежей с элементами литологического экранирования. Строение большинства антиклинальных складок, контролирующих промышленные скопления углеводородов, чрезвычайно осложнено дизъюнктивными дислокациями. На одних складках проявлены преимущественно продольные, на других – поперечные и диагональные разломы, поэтому месторождения обычно разбиты на отдельные блоки, что нередко приводит к перераспределению нефти по вертикали и разрушению месторождения или отдельных его залежей и усложняет разведочные работы, снижая их эффективность.

Структуры, не нарушенные или слабо нарушенные разрывами, на территории суши редки. Продуктивные горизонты дагинской, окобыкайской и нutowской свит, относящиеся к поровому типу коллекторов с межгранулярной пористостью и проницаемостью, характеризуются преимущественно неплохими коллекторскими свойствами: пористость насыщения песчано-

алевроитовых пород указанных свит, составляет, соответственно, 25-30%, 10-30%, 20-30%; проницаемость изменяется от первых десятков до тысяч миллидарси Охинско-Эхабинская зона, связанная с Пильтун-Чайвинским очагом нефтегазообразования объединяет ряд средних (по величине начальных извлекаемых запасов углеводородов) (Центральная Оха, Эхаби, Тунгор) и мелких (Северная Оха, Южная Оха) месторождений нефти и газа, характеризующихся преобладанием залежей пластово-сводового и тектонически-экранированного типов, связанных с коллекторами порового типа.

Волчинско-Сабинская промышленно-нефтегазоносная зона (Восточно-Байкальское нефтяное, Абановское. Эрринское газовой; Некрасовка, Гиляко-Абуан, Сабо, Волчинка, Нельма, Шхунное нефтегазовые месторождения) характеризуется пластовым типом резервуара с поровым коллектором, в основном, пластовыми сводовыми залежами, разбитыми на блоки и срезанные разрывными нарушениями, редко литологически-экранированными.

**Одоптинский НГР** полностью расположен на акватории. Фундамент района скважинами не вскрыт. Судя по прилегающей суше и интерпретации магнитного поля в западной зоне, он сложен, в основном, различными породами верхнего мела, в восточной – глубоко измененными и дислоцированными породами мела, включающими тела серпентинитов и габброидов. Этот офиолитовый пояс контролируется Восточно-Сахалинским разломом. Осадочный чехол района характеризуется наиболее полным разрезом и в расположенном здесь Пильтун-Чайвинском прогибе достигает мощности 9-10 км. Он содержит наиболее крупные скопления углеводородов и характеризуется весьма благоприятными резервуарными условиями для нефтегазонакопления. В пределах НГР продуктивные нижненутовские пласты перекрыты малопроницаемым верхненутовским флюидоупором и внутриврезервуарными покрывками зонального и локального распространения. Глинисто-песчаная нижненутовская толща района формировалась в крупной седиментационной ловушке, контролируемой полосой перехода внешнего шельфа к склону, здесь песчаные пласты исчезают на бортах конседиментационных поднятий Одоптинской зоны, в пределах которых преобладала глинистая седиментация ранненутовского времени. Гидродинамическим источником здесь служила проницаемая зона Западно-Одоптинского зонального разлома. В Одоптинском НГР в пределах листа N-54 выявлено около 30 антиклинальных структур, открыто 5 месторождений нефти и газа. Здесь отчетливо выделяются 2 зоны: Одоптинская ЗНГН и Восточно-Одоптинская ЗВНГН. Одоптинская ЗНГН – это цепочка вытянутых брахиантиклиналей, протягивающаяся в север-северо-западном направлении на расстояние 170 км при ширине около 10 км. Она включает 3 крупных месторождения: Одопту море, Пильтун-Астохское и Аркутун-Дагинское. Месторождения приурочены к брахиантиклинальным складкам, залежи пластовые, сводовые с литологическими ограничениями и связаны со слабо уплотненными песчаниками верхнемиоценовой

нижненутовской свиты (верхи окобыкайско-нутовского НГК). Все месторождения, за исключением Лебединского, относятся к категории крупных

**Восточно-Одоптинская ЗВНГН** приурочена к одноименной антиклинальной зоне, представленной не менее 20 сложно построенными антиклиналями. В пределах листа N-54 расположено около 10 таких структур. Положение зоны и её строение определено простиранием на акваторию восточной структурной зоны полуострова Шмидта, где сложно дислоцированные меловые и миоценовые отложения в виде пластин перемежаются с габброидами и серпентинитами. С запада разлом ограничивает массив серпентинитовых перидотитов. Офиолитовый пояс контролируется Восточно-Сахалинским разломом, который в значительной мере и определяет строение Восточно-Одоптинской зоны.

Основная нефтегазоносность Восточно-Одоптинской ЗВНГН связана со сложными антиклинальными ловушками. Это контрастные, осложненные разломами структуры площадью от первых десятков до 160 км<sup>2</sup> (Восточно-Одоптинская антиклиналь).

Несмотря на то, что в пределах рассматриваемой зоны предполагается полный кайнозойский разрез Одоптинского НГР, коллекторские свойства перспективных отложений по сравнению с Одоптинской ЗНГН здесь резко ухудшаются. Основные НГК (уйнинско-дагинский и окобыкайско-нутовский), вероятно, сложены здесь существенно глинисто-кремнистыми отложениями. Помимо этих комплексов, в которых возможно ещё содержатся пласты-коллекторы, открытие залежей ожидаются и в порово-трещинных коллекторах олигоцен-миоцена и в нетрадиционных трещинных серпентинитовых породах фундамента. Гидродинамическими источниками являются проницаемые зоны Восточно-Сахалинского глубинного и Западно-Дерюгинского зонального разломов. В значительной степени многие вопросы нефтегазоносности Восточно-Одоптинской ЗВНГН будут освещены скважиной, бурение которой намечено на 2014 г. Скважина глубиной 2900 м должна вскрыть фундамент.

**Дагинский р-н** занимает территорию ю-в части Северного Сахалина и акваторию прилегающего шельфа и включает две зоны нефтегазонакопления – Восточно-Дагинскую и Ныйскую. Сейсморазведкой здесь на сахалинском мелководье обнаружены пока 2 небольших перспективных структуры: Монги-море и Усть-Томи-море, входящие в Ныйскую ЗНГН, основная часть которой располагается южнее листа N-54. На побережье Сахалина открыт целый ряд месторождений (Усть-Томинское, Монгинское, Нижнее Даги, им.Мирзоева). Месторождение Монги по запасам нефти является самым крупным на суше Сахалина. Все месторождения Дагинского НГР приурочены к уйнинско-дагинскому НГК, залежи нефти и газа сосредоточены в верхах комплекса под глинами окобыкайской свиты. Особенностью резервуарных условий нефтегазонакопления в районе является наличие мощного малопроницаемого глинистого окобыкайского флюидоупора, перекрывающего продуктивную дагинскую

глинисто-песчаную толщу. Благоприятным для нефтегазонакопления является и наличие нескольких гидродинамических источников – проницаемых зон Хоккайдо-Сахалинской и опояривающих его дизъюнктивов, в которых сформированы различного вида структурные ловушки в виде горст-антиклиналей, гемиантиклинальных и моноклинальных горстовых выступов (Харахинов - 2010).

**Охотско-Шантарская ПНГО** объединяет серию грабенообразных впадин, пересекающих интенсивно эродированные структуры мезозойского периода. В пределах листа N-54 располагается крайняя западная периферия ПНГО. Осадочный чехол здесь развит спорадически и практически выклинивается у западной рамки листа. Наибольшие мощности отложений (до 2,5 км) приурочены к срединным частям грабенообразных прогибов (Олений, Ульбанский, Алдомский).

ОхотскоШантарский бассейн расширяется и углубляется северо-восточнее листа N-54, где мощность кайнозойского чехла увеличивается до 7-8 км. Здесь располагаются основные очаги генерации УВ. Осадочный чехол области изучен только сейсморазведкой. Исключая среднеплиоцен-четвертичные отложения, которые, вероятно бесперспективны в нефтегазонакопительном отношении, в числе перспективных выделяются 4 сейсмокомплекса: Е, Д, С и В. Грабены западной краевой части Охотско-Шантарской ПНГО имеют некоторые сходные черты строения с охотско-магаданской группой впадин (особенно с Кавинско-Тауйской впадиной) с мощностью чехла до 2-2,5 км. Впадины сложены в основном континентальными отложениями с редкими слоями морских образований. Вместе с тем, учитывая пространственные связи с осадочными бассейнами магаданского шельфа, где скважинами вскрывается морской разрез олигоцена-миоцена, можно предполагать, что в разрезе рассматриваемого района, особенно в его восточной части, пачки морских пород будут играть существенное значение.

**Сейсмокомплекс Е** (эоцен-олигоцен) – это синрифтовые отложения мощностью в пределах грабенов 0,6-1,6 км. Они составляют практически половину объема осадочного чехла. Сложены они, вероятно, существенно континентальными породами с преобладанием гумусовой органики. Привлекая данные по преобразованности пород наземных впадин Северного Приохотья и скважин магаданского шельфа, можно предполагать, что даже в центре грабенов с общей мощностью 2,5 км катагенез ОВ сейсмокомплекса Е вряд ли превысит градаций ПК<sub>3</sub>.

**Сейсмокомплекс Д** (нижний-средний миоцен) сложен, вероятно, флювиальными и мелководными отложениями. В рассматриваемом районе в непосредственной близости от источников сноса можно предполагать, в основном, глинисто-песчаный состав комплекса с преобладанием гумусового типа ОВ. Мощность комплекса колеблется в небольших пределах и не превышает в Алданском прогибе 0,5-0,8 км. Подошва комплекса залегает на глубинах менее 1,5 км, и, вероятно, катагенез ОВ не опускается ниже градаций ПК<sub>2</sub>-ПК<sub>3</sub>.

**Сейсмокомплекс С** (средний-верхний миоцен). Судя по разрезам скважин магаданского шельфа, в составе комплекса могут преобладать опоковидные глины и опоки. Учитывая близость источников сноса и регрессивный характер разреза, в рассматриваемом районе эти тонкообломочные породы будут перемежаться с песками и конгломератами, возможны прослойки бурых углей. Мощность комплекса в пределах листа N-54 не превышает 0,5-0,6 км. Катагенез ОВ скорее всего не превышает градации ПК<sub>2</sub>.

Таким образом, кайнозойские отложения западной части ОхотскоШантарской ПНГО сложены, вероятно, континентальными и мелководно-морскими породами. В них преобладает гумусовый тип ОВ на низкой (незрелой) стадии катагенеза, Перспективы нефтегазоносности этих отложений в целом низкие и характеризуются незначительными плотностями генерации природного газа верхней протокатагенетической зоны газообразования.

Вместе с тем, не исключено присутствие в мелких газовых залежах нефти как за счёт её миграции с восточных более глубоких прогибов, так и за счёт местных источников. Как установлено в Кавинско-Тауйской впадине (скважина К-4) в низах существенного континентального разреза при степени катагенеза ПК<sub>3</sub> битуминозность пород достигает максимальных значений и отмечается перераспределение подвижных компонентов, сопровождаемое нефтепроявлениями (пленки нефти, породы с запахом нефти).

Возможные ловушки нефти и газа на рассматриваемой акватории относятся к структурному, часто тектоническому экранированному и стратиграфическому типам (табл. 7.2). Последний связан с выклиниванием или эрозионным срезанием перспективных отложений. Большинство ловушек приурочено к Северо-Сахалинскому поднятию. Перспективы нефтегазоносности всех ловушек связаны с сейсмокомплексами Е (эоцен-олигоцен) и Д (нижний-средний миоцен). Глубины залегания замкнутых изогипс ловушек малы и при общей мощности чехла до 2 км изменяются от 0,6 до 1,6 км.

Таблица 7.2

Характеристика выявленных объектов Шантарского участка шельфа

№ на карте	Название ловушки	Последняя замкнутая изогипса, км Амплитуда складки, м		Площадь ловушки, км <sup>2</sup>		Мощность перспективного комплекса, м		Тип ловушки
		сейсмогоризонт 3	сейсмогоризонт 2	сейсмогоризонт 3	сейсмогоризонт 2	сейсмокомплекс Е	сейсмокомплекс D	
88	Северо-Хабаровская	-1,4/250	-0,9/250	139	297	100	300	антиклинальная по с.г. 2 стратиграфическая по с.г. 3
89	Хабаровская	-1,6/400	-1,0/150	204	77	250		Тектонически экранированная по с.г. 2 Стратиграфическая по с.г. 3

-	Южно-Хабаровская		-1,2/250		63		600	Тектонически экранированная
91	Южно-Куприяновская	-1,5/1100		288		150		комбинированная
92	Восточно-Марийская-1		-1,4/150		13		400	антиклинальная
93	Восточно-Марийская-2		-1,2/75		8		550	антиклинальная
94	Алферовская	-1,5/1100		152		200		стратиграфическая

**Дерюгинская** ПНГО в пределах листа N-54 представлена своим северо-западным окончанием. В тектоническом плане она соответствует глубоководной впадине. с глубинами моря в пределах рассматриваемого района 400-700 м. Кайнозойский чехол впадины, мощностью в пределах листа N-54 до 4 км, по строению типичен тонкослоистому существенно глинистому покрову глубоководных акваторий. По своим резервуарным условиям нефтегазонакопления может содержать скопления углеводородов в турбидитных резервуарах нижненутовского и верхненутовско-помырского комплексов. Гидродинамическими источниками могут быть проницаемые зоны разломов, на что указывает наличие подводных источников разгазирования, гидратовых скоплений. Флюидная деятельность наиболее изучена на шельфе и материковом склоне о. Сахалин. Вблизи Западно-Дерюгинской шовной зоны, особенно в северной части полигона, выявлены многочисленные метановые источники, часто сопровождающиеся газогидратами и интенсивной карбонатной минерализацией в осадках.

Эндогенные источники восточной части котловины изучены недостаточно, на отдельных примерах можно полагать, что они поставляют преимущественно элизионные, газовые и водные флюиды, поступающие по разломам из осадочного чехла на различных стадиях постседиментационных преобразований. Нельзя исключать и постмагматическую природу некоторых из них, так как в северной части котловины известен позднемиоценовый вулканизм и предполагается наличие более молодых интрузивных тел в осадочном чехле.

#### **Оценка потенциальных ресурсов территории**

Несмотря на высокую освоенность ресурсной базы (60%) по нефти и газу (35%) Северо-Сахалинская нефтегазозносная область сохраняет свою инвестиционную привлекательность в отношении нефтегазопромысловых работ, что определяется более высокой достоверностью ресурсной базы (доля ресурсов категории C<sub>3</sub>-D<sub>1</sub> достигает 90% по нефти и 70% по газу) и развитой инфраструктурой, удешевляющей эти работы.

Таблица 7.3

## Начальные геологические запасы по зонам территории листа N-54

№ п/п	Месторождение, тип	Год открытия	Вид сырья	Нак. добыча	Запасы				Всего начальных запасов
					ABC <sub>1</sub>		C <sub>2</sub>		
					геол.	извл.	геол.	извл.	
<b>Эспенбергская ЗНГН</b>									
1	Колендо, ГН	1961	Нефть, млн т	12,965	12,416	0,147			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	1,376	0,044	0,044			
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	2,177					
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
2	Северное Колендо, ГН	1963	Нефть, млн т	0,0	0,413	0,124			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,028	0,028			
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,128	0,128			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
Всего по зоне			Нефть, млн т	12,965	12,829	0,271			25,794
			Газ, млрд м <sup>3</sup>	3,553	0,200	0,200			3,753
<b>Лангрыйская ЗНГН</b>									
3	Березовское, ГН	1967	Нефть, млн т	0,005	0,485	0,093			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,005					
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,048	0,048			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
Всего по зоне			Нефть, млн т	0,005	0,485	0,093			0,490
			Газ, млрд м <sup>3</sup>	0,005	0,048	0,048			0,053
<b>Астрахановская ЗНГН</b>									
4	Астрахановское, ГК	1973	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,869	0,381	0,381	0,534	0,534	
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,129	0,119	0,043	0,059	0,042	
5	Узловое, ГК	1969	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	2,667	3,478	3,478	0,185	0,185	
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,060	0,069	0,033	0,006	0,003	
Всего по зоне			Нефть, млн т						
			Газ, млрд м <sup>3</sup>	3,725	4,047	3,935	0,784	0,764	8,556
<b>Охинско-Эхабинская ЗНГН</b>									
6	Центральная Оха, Н	1923	Нефть, млн т	18,126	37,951	5,241	5,603	1,802	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,033	0,027	0,027			
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
7	Эхаби, ГН	1936	Нефть, млн т	14,210	18,011	0,922			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	1,662					

№ п/п	Месторождение, тип	Год открытия	Вид сырья	Нак. добыча	Запасы				Всего начальных запасов
					ABC <sub>1</sub>		C <sub>2</sub>		
					геол.	извл.	геол.	извл.	
			м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,041					
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
8	Восточно-Кайганское, Н	1989	Нефть, млн т	0,0	0,562	0,121	3,081	0,663	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,009	0,009	0,048	0,048	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
9	Одопту (суша), Н	1955	Нефть, млн т	2,438	6,340	0,418	0,297	0,054	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,284	0,905	0,905	0,043	0,043	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
10	Северная Оха, ГН	1966	Нефть, млн т	0,288	1,806	0,004	0,046	0,011	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,036	0,003	0,003			
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,119	0,110	0,110			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
11	Гиляко-Абунан, НГ	1950	Нефть, млн т	1,172	3,788	0,352	0,356	0,063	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,353	0,038	0,038	0,010	0,010	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,373	0,898	0,898	0,146	0,146	
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
12	Нельма, НГ	1964	Нефть, млн т	0,420	1,805	0,008	0,582	0,014	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,068	0,007	0,007	0,001	0,001	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,186	0,186			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
13	Восточное Эхаби, ГН	1945	Нефть, млн т	10,917	54,012	0,280	1,989	0,238	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	1,149	1,939	1,939	0,038	0,038	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
14	Тунгор, НГК	1958	Нефть, млн т	6,471	6,414	0,262	0,288	0,076	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	1,846	0,056	0,056	0,048	0,048	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	9,174	1,603	1,603			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,154	0,118	0,089			
15	Абановское, Г	1962	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,122	0,122			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						



№ п/п	Месторождение, тип	Год открытия	Вид сырья	Нак. добыча	Запасы				Всего начальных запасов
					ABC <sub>1</sub>		C <sub>2</sub>		
					геол.	извл.	геол.	извл.	
Всего по зоне			Нефть, млн т	54,042	130,689	7,608	12,242	2,921	196,973
			Газ, млрд м <sup>3</sup>	15,292	6,021	5,992	0,334	0,334	21,647
<b>Волчинско-Сабинская ЗНГН</b>									
16	Восточно-Байкальское, Н	1986	Нефть, млн т	0,004	0,059	0,012	0,391	0,098	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,002	0,002	0,002	0,024	0,024	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
17	Некрасовка, НГ	1957	Нефть, млн т	0,152	1,896	0,438			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,221	0,326	0,326			
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,250	0,598	0,598			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
18	Волчинка, НГ	1963	Нефть, млн т	0,422	1,425	0,008	0,193	0,035	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,083	0,004	0,004	0,007	0,007	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	2,146	0,803	0,803	0,592	0,592	
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
19	Шхунное, НГ	1965	Нефть, млн т	2,057	3,404	0,400	0,212	0,028	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,120	0,074	0,074	0,008	0,008	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	1,476	0,660	0,660	0,043	0,043	
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
20	Западное Сабо (с Морошкинской пл.), ГН	1961	Нефть, млн т	4,660	12,006	0,836			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,268	0,053	0,053			
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,277	0,277			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
21	Сабо (с Южное Эрри), НГ	1952	Нефть, млн т	1,764	4,287	0,209			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,431	0,020	0,020			
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	2,033	0,888	0,888	0,813	0,813	
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
22	Малое Сабо, НГК	1958	Нефть, млн т	0,026	1,368	0,155	0,370	0,048	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,009	0,030	0,030	0,010	0,010	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,863	1,328	1,328			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,030	0,059	0,045			
23	Эрри, Г	1953	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,244	0,675	0,675			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						

№ п/п	Месторождение, тип	Год открытия	Вид сырья	Нак. добыча	Запасы				Всего начальных запасов
					ABC <sub>1</sub>		C <sub>2</sub>		
					геол.	извл.	геол.	извл.	
24	Западное Эрри, Г	1962	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,032	0,296	0,296			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
25	Южная Кенига, Г	1964	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,113	0,113	0,147	0,147	
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
Всего по зоне			Нефть, млн т	9,085	24,445	2,058	1,166	0,209	34,696
			Газ, млрд м <sup>3</sup>	8,208	6,206	6,192	1,644	1,644	16,058
<b>Гыргылань-Глухарская ЗНГН</b>									
26	Крапивненское, НГК	1965	Нефть, млн т	0,009	0,182	0,049			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,013	0,001	0,001			
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	1,006	0,562	0,562	0,010	0,010	
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,015	0,008	0,003			
27	Северная Глухарка, Г	1963	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,117	0,117			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
28	Осиновское, Г	1994	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,357	0,357	0,565	0,565	
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
29	Мостовое, Г	1971	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,113	0,113			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
30	Гыргылань, Г	1966	Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,073	0,073			
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>						
Всего по зоне			Нефть, млн т	0,009	0,182	0,049			0,191
			Газ, млрд м <sup>3</sup>	1,034	1,231	1,226	0,575	0,575	2,840
<b>Паромайская ЗНГН</b>									
31	Горомай, Н	1975	Нефть, млн т	0,0	1,000	0,250			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,053	0,053			

№ п/п	Месторождение, тип	Год открытия	Вид сырья	Нак. добыча	Запасы				Всего начальных запасов	
					ABC <sub>1</sub>		C <sub>2</sub>			
					геол.	извл.	геол.	извл.		
32	Кыдылань, НГ	1961	Нефть, млн т	1,108	6,542	0,728	0,830	0,192		
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	1,092	0,486	0,486	0,109	0,109		
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	2,966	2,084	2,084	0,808	0,808		
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>							
33	Мухто, ГН	1959	Нефть, млн т	6,073	14,481	0,641	0,323	0,048		
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,620	0,072	0,072	0,030	0,030		
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,034	0,073	0,073				
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>							
34	Паромай, ГН	1950	Нефть, млн т	1,557	8,651	1,686	0,938	0,212		
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,465	0,393	0,393	0,067	0,067		
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,020	0,499	0,499	0,049	0,049		
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>							
35	Пильтун, Н	1967	Нефть, млн т	0,010						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>							
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>							
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>							
Всего по зоне				Нефть, млн т	8,748	30,674	3,305	2,091	0,452	41,513
				Газ, млрд м <sup>3</sup>	5,197	3,660	3,660	1,063	1,063	9,920
<b>Восточно-Дагинская ЗНГН</b>										
36	Южный Вал, Н	1974	Нефть, млн т	0,0	0,930	0,186				
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>							
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>							
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>							
37	Средний Аскасай, Н	1982	Нефть, млн т	0,0	0,765	0,153				
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>							
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>							
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>							
38	Восточное Даги, ГН	1970	Нефть, млн т	0,318	2,896	0,573	0,071	0,017		
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,125	0,245	0,245				
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,016	0,931	0,931	0,123	0,123		
			Конденсат, млрд м <sup>3</sup>							
39	Южное Даги, НГК	1979	Нефть, млн т	0,002	1,061	0,394	4,312	2,009		
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,025	0,025	0,169	0,169		
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,202	0,202	1,076	1,076		

№ п/п	Месторождение, тип	Год открытия	Вид сырья	Нак. добыча	Запасы				Всего начальных запасов
					ABC <sub>1</sub>		C <sub>2</sub>		
					геол.	извл.	геол.	извл.	
40	им. Р.С.Мирзоева, НГК	1984	Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,0	0,004	0,002	0,054	0,038	
			Нефть, млн т	6,135	14,649	2,401	1,590	0,532	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	1,736	0,527	0,527	0,162	0,162	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	8,665	2,229	2,229	0,713	0,713	
41	Нижнее Даги, НГК	1981	Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,449	0,329	0,140	0,055	0,040	
			Нефть, млн т	0,364	0,890	0,136			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,113	0,054	0,054			
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	0,598	0,754	0,754	0,139	0,139	
42	Монги, НГК	1975	Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,081	0,126	0,090	0,016	0,013	
			Нефть, млн т	16,372	36,364	4,543	1,634	0,570	
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>	4,203	0,753	0,753	0,094	0,094	
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	9,654	6,707	6,707	0,218	0,218	
43	Усть-Эвай, ГК	1986	Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,262	0,335	0,217	0,010	0,005	
			Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	4,611	4,665	4,665	0,023	0,023	
44	Усть-Томи, ГК	1980	Конденсат, млрд м <sup>3</sup>	0,551	1,076	0,487	0,003	0,002	
			Нефть, млн т						
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>	2,622	1,182	1,182			
Всего по зоне			Нефть, млн т	23,191	57,555	8,386	7,607	3,128	88,353
			Газ, млрд м <sup>3</sup>	33,862	20,244	19,238	2,855	2,815	56,961
<b>Васюканская ЗНГН</b>									
45	Кайганско-Васюканское			ABC <sub>1</sub> +C <sub>2</sub>					
		Нефть, млн т		108,6	40,1				
		Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>							
		Св.газ, млрд м <sup>3</sup>		23,2					
Всего по зоне			Нефть, млн т		110,3	41,5			110,3
			Газ, млрд м <sup>3</sup>		23,2				23,2
<b>Одоптинская ЗНГН</b>									
46	Одопту-море			Нефть, млн т		154,5	43,4		
		Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>							
		Св.газ, млрд м <sup>3</sup>		91,7					
		Конденсат, млн т		3,1	2,3				
47	Пильтун-			Нефть, млн т		447,2	127,8		

№ п/п	Месторождение, тип	Год открытия	Вид сырья	Нак. добыча	Запасы				Всего начальных запасов
					АВС <sub>1</sub>		С <sub>2</sub>		
					геол.	извл.	геол.	извл.	
	Астохское		Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
		Св.газ, млрд м <sup>3</sup>		136,2					
		Конденсат, млн т		15,3	10,6				
48	Аркутун-Дагинское		Нефть, млн т		535,7	111,6			
			Раств.газ, млрд м <sup>3</sup>						
			Св.газ, млрд м <sup>3</sup>		44,2				
			Конденсат, млн т		3,2	2,5			
Всего по зоне			Нефть, млн т		1159,0	298,2			1159,0
			Газ, млрд м <sup>3</sup>		272,1				272,1

По стратиграфическому разрезу разведанные запасы распределены следующим образом: в нутовской свите нефти до 5%, газа до 2%; в окобыкайской свите нефти 82%, газа 92%; в дагинской свите нефти 13%, газа 6%. Большая часть запасов нефти и газа на месторождениях Сахалина и шельфа приходится на глубину не превышающую 3 км.

Таблица 7.4

Распределение потенциальных ресурсов УВ на шельфе Северного Сахалина по стратиграфическим комплексам, глубине залегания и глубине моря

Стратиграфический комплекс	Ресурсы УВ тыс.т/км <sup>2</sup>
мел	6
палеоген	14
неоген	8
Глубина залегания в км	
до 3	87
3-5	12
5-7	1
Глубина моря в м	
До 50	59
50-100	22
100-200	15
200-500	9

Распределение ресурсов УВ по глубине залегания определяется закономерностями изменения экранирующих и коллекторских свойств пород в зависимости от степени их катагенетической преобразованности, возраста и условий седиментации. Для палеогеновых и неогеновых отложений наблюдаются существенные различия в критических глубинах распространения поровых коллекторов: для первых они обычно не превышают 3,0-3,5 км, для вторых при благоприятных условиях могут достигать 5,0-5,5 км, но зона оптимального нефтегазона-

копления с максимальной концентрацией ресурсов ограничивается 3,0-3,5 км. Этим объясняется приуроченность подавляющей части как разведанных запасов, так и прогнозных ресурсов к интервалу глубин до 3 км.

Для шельфа характерна низкая доля площади и соответственно ресурсов мелководной части с глубиной моря до 50 м. Распределение ресурсов по площади шельфа отражает закономерность, свойственную и другим нефтегазоносным регионам: концентрацию ресурсов в районах и зонах, отличающихся оптимальным сочетанием благоприятных условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Они выделяются большой мощностью (максимальная – 10-14 км) осадочного чехла преимущественно кайнозойского возраста. В разрезе присутствуют мощные толщи морских глинистых и глинисто-кремнистых нефтематеринских пород с высокой степенью зрелости ОВ и высоким нефтегазогенерационным потенциалом. Количество эмигрировавших УВ, суммированное по всему разрезу, достигает 15-25 млн. т (в пересчете на нефтяной эквивалент) на 1 км. Основные разведанные запасы сосредоточены в дагинской и нижней части окобыкайской свиты, в зоне перехода от глубоководных морских песчанисто-глинистых осадков к прибрежно-морским и лагунным песчано-алевритовым. Открытие в последние годы крупных месторождений углеводородов на шельфе острова значительно повышают перспективы на промышленную нефтегазоносность песчаных отложений нутовской свиты. В структурном отношении ( по Т. И. Евдокимовой) больше всего запасов нефти и газа приурочено к антиклиналям площадью не менее 12 км<sup>2</sup> с амплитудой 120-900 м и отношением высоты складки к ее площади 10:60. Строение большинства антиклинальных складок, контролирующих промышленные скопления углеводородов, чрезвычайно осложнено дизъюнктивными дислокациями. На одних складках проявлены преимущественно продольные, на других – поперечные и диагональные разломы, поэтому месторождения обычно разбиты на отдельные блоки, что нередко приводит к перераспределению нефти по вертикали и разрушению месторождения или отдельных его залежей и усложняет разведочные работы, снижая их эффективность. Структуры, не нарушенные или слабо нарушенные разрывами, на территории суши редки. Продуктивные горизонты дагинской, окобыкайской и нутовской свит, относящиеся к поровому типу коллекторов с межгранулярной пористостью и проницаемостью, характеризуются преимущественно неплохими коллекторскими свойствами: пористость насыщения песчано-алевритовых пород указанных свит, составляет, соответственно, 25-30%, 10-30%, 20-30%; проницаемость изменяется от первых десятков до тысяч миллидарси. Начальные извлекаемые суммарные ресурсы углеводородов оцениваются в 275 млн. т нефти и конденсата и 325 млрд. м<sup>3</sup> свободного газа.

Наибольшими ресурсами обладают восточная часть Охинско-Эхабинской ЗНГН и Западно-Одоптинская ЗНГН акватории, т.е. северо-восточное побережье Сахалина и прилегающая

акватория. Плотность геологических НСР УВ здесь составляет более 200 тыс. т/км<sup>2</sup>. Высокими ресурсами (плотность 100-200 тыс. т/км<sup>2</sup>) обладает Паромайская ЗНГН, выделенная в южной части Охинского района и центральная часть Восточно-Дагинской ЗНГН Дагинского района, вытянутые в субмеридианальном направлении вдоль Хоккайдо-Сахалинского мегасдвига.

К территориям с относительно высокой концентрацией ресурсов (50-100 тыс.т/км<sup>2</sup>) относится западная часть Дагинского и восточная часть Одоптинского нефтегазоносных районов. В последнем выделена Восточно-Одоптинская ЗВНГН. Промышленная нефтегазоносность западной части Дагинского района связана с отложениями окобыкайской и дагинской свит. Благоприятной особенностью для нефтегазонакопления является наличие нескольких гидродинамических источников – проницаемых зон Хоккайдо-Сахалинского, Пограничного, Мынгинского разломов.

В пределах Восточно-Одоптинской ЗВНГН предполагаются благоприятные резервуарные условия для нефтегазонакопления, но коллекторские свойства перспективных отложений здесь резко ухудшаются. Несмотря на существующие проблемы коллекторов, прогнозные ресурсы Восточно-Одоптинской зоны оцениваются сравнительно высоко. Локализованные ресурсы (С<sub>3</sub>) 4-х северных структур (Южно-Кайганской, Восточно-Одоптинской, Лозинской и Южно-Лозинской) составляют, по мнению ОАО «Газпром», 150 млрд. м<sup>3</sup> газа и 12,3/ 8,4 млн. т конденсата. Ресурсы расположенной южнее Баутинской складки с площадью предполагаемой нефтегазоносности до 49 км<sup>2</sup> оцениваются по нефти 184/ 59 млн. т, свободному газу – 50 млрд. м<sup>3</sup>, конденсата 5/ 4 млн. т. В свде Баутинской структуры планируется в 2016 г пробурить скважину глубиной 3800 м с полным вскрытием отложений дагинского горизонта.

Территория с плотностью потенциальных ресурсов 30-50 тыс.т/ км<sup>2</sup> протягивается в северо-западном направлении, охватывая западную часть Охинского района, включающего Волчинско-Сабинскую, Гыргыланы-Глухарскую и западную часть Охинско-Эхабинской промышленно-нефтегазоносных зон. Здесь запасы газа преобладают над запасами нефти. В ее пределах развиты нутовская, окобыкайская свиты, перекрывающие отложения верхнего мела. В ее пределы входит Эспенбергская зона промышленного нефтегазонакопления, выделенная в Северо-Шмидтовском НГР. На южном окончании Эспенбергской зоны открыто два нефтегазовых месторождения – Колендо и Северное Колендо; в западной ее части установлены нефтепроявления, связанные с отложениями пильской свиты.

Акватория с плотностью потенциальных ресурсов нефти и газа 30-50 тыс.т/ км<sup>2</sup> расположена в прибрежной части Охотского моря, примыкающей к Сахалину с востока и севера. В ее пределах выделен Васюканский нефтегазоносный район, в котором распространен новый тип резервуара – глубоководные склоновые и каньонные песчаники. Продуктивность такого

турбидитового резервуара доказана открытием Кайгано-Васюканского нефтегазоконденсатного месторождения.

Территория с плотностью ресурсов нефти и газа 10-30 тыс.т/ км<sup>2</sup> охватывает восточную часть Западного нефтегазоносного района и акваторию Северо-Шмидтовского НГР. На суше в ее пределах установлены Астрахановская и Лангрыйская промышленные ЗНГН, связанные с локальными антиклиналями. Выявленные залежи нефти и газа сосредоточены в окобыкайской и дагинской свитах. В Астрахановской зоне, большей частью расположенной в Сахалинском заливе, открыты месторождения Астрахановское и Узловое. Залежи пластовые, сводовые, разбитые на блоки и тектонически экранированные на периклиналях. Промышленная газоносность установлена в отложениях дагинской и окобыкайской свит. В северо-западной части расположена Лангрыйская нефтегазоносная зона. Промышленная нефтегазоносность здесь установлена на Березовской структуре в отложениях дагинской и даехуринской свит олигоцен-миоценового возраста. Акватория с плотностью потенциальных ресурсов нефти и газа 10-30 тыс.т/ км<sup>2</sup> представлена двумя участками: первый расположен в Сахалинском заливе и охватывает продолжение Западного и Охинского районов в акваторию и характеризуется по данным геофизических исследований мощностью неогеновых отложений более 6000 м. Второй участок включает центральную и восточную части Северо-Шмидтовского НГР, который объединяет Таежную, Бакланьевскую, Лопуховскую, Трехбратскую антиклинальные структуры и Елизаветинское поднятие, соответствующие одноименным зонам возможного нефтегазонакопления. Кроме этого охватывает северо-западную акваториальную часть Эспенбергской ЗПНГН. Для всех антиклиналей прогнозируется структурный тип ловушек. Тектоническими экранами для УВ могут быть зоны главных разломов – Марийского и Диановского. Прогнозируемые Трехбратская и Бакланья возможно нефтегазоносные зоны включают одноименные структуры, которые разбиты разломами на тектонические блоки, образованные в Сахалинскую фазу складчатости. В пределах Бакланьей структуры отложения сейсмотолщи N<sub>1</sub>(IV-III) эродированы, поэтому перспективными могут быть лишь подстилающие отложения сейсмотолщи N<sub>1</sub>(V-IV). Перспективы Трехбратской структуры также связаны с более глубокими горизонтами кайнозойского разреза. В связи с неопределенностью коллекторского фактора локализованные ресурсы возможных структурных ловушек носят сугубо предположительный характер и пока не подтверждаются бурением (скважины в своде структур Медведь и Тойская не вскрыли залежей УВ и не обнаружили в разрезе благоприятных коллекторов).

Пильский разрез можно считать опорным для Северо-Шмидтовского района. Он характеризуется существенно кремнистым и глинисто-кремнистым составом олигоцен-миоценовых отложений. Гранулярные коллекторские горизонты предполагаются, главным образом, в ос-



новании разреза – песчаники, конгломераты, угли мачигарской свиты (верхний эоцен – нижний олигоцен) – и в низах плиоцена (матитукская свита). Значительные перспективы связываются с нетрадиционными резервуарами: глубоководные турбидитовые песчаники (нижний – средний миоцен, пильская свита) и порово-трещинными силицитовыми коллекторами (олигоценая тумская свита). Прогнозные ресурсы по категории  $D_1$  Западно-Шмидтовской структуры составляют более 250 млн. т условного топлива (УТ). Основные перспективы ее нефтегазоносности связываются с сейсмотолщами  $N_1(V-IV)$  и  $N_1(IV-III)$  в подвзбросо-надвиговой зоне Западно-Шмидтовского разлома, где ожидаются тектонически-экранированные залежи УВ.

Территория с плотностью потенциальных ресурсов нефти и газа 5-10 тыс. т/км<sup>2</sup> занимает западную часть северного Сахалина, примыкающую к Амурскому лиману (Прилиманский участок) и западную, северо-западную части Северо-Шмидтовского НГР. На Прилиманском участке мощность неогеновых отложений небольшая, они обогащены пирокластическим материалом. Ниже их предполагаются палеогеновые туфы, эффузивы и терригенные континентальные осадки. В западной части Северо-Шмидтовского НГР. исходя из геологического строения Эспенбергской антиклинальной зоны, допускается наличие миоценовых и слабо метаморфизованных верхнемеловых пород.

ОхотскоШантарская ПНГО в пределах листа N-54 относится к землям с низкими перспективами нефтегазоносности с плотностями геологических ресурсов 3-5 тыс. т/км<sup>2</sup>, в северо-западной части акватории до 5-10 тыс. т/км<sup>2</sup> в южной части, в пределах Алдомского прогиба, раскрывающегося и углубляющегося на восток, и смежного с ним Северо-Сахалинского поднятия, где сосредоточены перспективные ловушки нефти и газа.

Перспективы нефтегазоносности Дерюгинской ПНГО оцениваются лишь качественно. В рассматриваемом районе они связываются, в основном, с турбидитами глубоководных конусов выноса.

### **Направления работ по развитию сырьевой базы углеводородов.**

Перспективные и прогнозные извлекаемые ресурсы Северного Сахалина оцениваются в 115 млн т нефти с конденсатом и 213 млрд м<sup>3</sup> газа (Харахинов, 2010). По степени концентрации этих ресурсов и возможной эффективности поисково-разведочных работ нефтегазоносные зоны разделяются на две группы. К первой относятся зоны с относительно высокой концентрацией ресурсов (плотность ресурсов свыше 30 тыс. т/км<sup>2</sup>), наиболее перспективные для поиска относительно крупных месторождений.

Основные направления нефтепоисковых работ (по Харахинову) здесь составляют:

- тектонически экранированные ловушки основных нефтегазоносных нижненутовского-охобыкайского и дагинско-уйнинского комплексов;

- структурно-стратиграфические погребенные ловушки дагинского комплекса;
- ловушки с трещинным типом коллектора в глинисто-кремнистых пильском и даехуринском комплексах;
- литологические и структурно-литологические ловушки в глубоководных отложениях охобыкайского комплекса.

Среди тектонически экранированных ловушек выделяются следующие объекты нефтегазопроисловых работ :

а) автохтонные блоки (поднадвиговые ловушки) субмеридианальных надвиговых систем (первоочередные объекты: Восточно-Эхабинская, Восточно-Охинская, Мухтинская и Западно-Байкальская поднадвиговые зоны). Изучение поднадвиговых ловушек обеспечит существенный прирост запасов нефти и газа. Повышенный углеводородный потенциал поднадвиговых структур обусловлен влиянием надвигообразования на активизацию процессов нефтегазонакопления (формирование ловушек, улучшение флюидо-емкостных свойств резервуаров, активизация миграционных потоков УВ и т.д.);

б) неосвоенные блоки месторождений нефти и газа. Их изучение обеспечит дополнительный прирост запасов УВ;

в) дизъюнктивные ловушки поперечных сдвиговых систем северо-восточной части территории листа N-54.

Основными нефтегазосодержащими объектами в настоящее время являются структурно-стратиграфические погребенные ловушки дагинского комплекса (ловушки «монгинского» типа), приуроченные к зоне Хоккайдо-Сахалинского разлома.

Ловушки с трещинным типом коллектора содержат залежи нефти и газа в кремнистых отложениях пильской свиты (месторождение Восточно-Кайганское IV-6-2). Скопления углеводородов связаны с перекристаллизованными опоками, интенсивно трещиноватыми, особенно в зонах крупных дизъюнктивов. Новым объектом нефтегазопроисловых работ на Северном Сахалине являются ловушки барового типа в дагинской свите. Условия образования таких ловушек, возможность прогнозирования и целенаправленных поисков залежей УВ в них оценена ( Гололобов Ю.Н. и др.) на основе особенностей строения Монгинского газонефтяного месторождения. В разрезе месторождения в отложениях дагинской свиты установлено полоообразное распространение песчаных пород, что характерно для русловых, баровых и дельтовых осадков. При этом важнейшим диагностическим признаком их, по Д.А. Бушу, является характер приращения мощностей песчаных тел. Для эрозионно-аккумулятивных (русловых, дельтовых и других врезов) песчаных тел характерно приращение мощности за счет нижних их частей. На Монгинском месторождении увеличение мощности происходит в кровельной части пластов с образованием аккумулятивных поперечных профилей (плоское основание,

выпуклая кровля) как всей пачки, так и отдельных песчаных тел надугленосной. Это и позволяет предположительно отнести их к баровому типу. Как известно, для баровых тел характерно асимметричное строение - резкое уменьшение мощности (крутой наклон кровли) в сторону лагунных осадков и плавное (пологий наклон) в сторону моря. Установление баровой природы песчаных пластов верхней части дагинской свиты является предпосылкой для их прогнозирования и на других участках Северного Сахалина. Основанием для этого служит опыт изучения современных и древних баров, свидетельствующий об их образовании и распространении в виде цепочек и эшелонов на значительных расстояниях вдоль береговых линий. Такая же закономерность отмечается вдоль современного северо-восточного побережья Сахалина, характеризующегося широким распространением, отделенных барьерными островами (барами), сменяющимися в сторону моря подвижными барами. Широкое их развитие характерно для этапов тектонической активизации, обеспечивающей обилие обломочного материала. Конец среднемиоценовой эпохи соответствует одному из этапов наибольшей тектонической активности - алеутской фазе тектогенеза, признаки которой отмечены как на островной территории, так и на прилегающем северо-восточном шельфе. Региональное проявление этого тектонического цикла позволяет прогнозировать распространение литологических ловушек барового типа, стратиграфически приуроченных к низам позднемиоценовых отложений, и на других участках Северного Сахалина. Сходство выявленных песчаных тел с современными аккумулятивными телами северо-восточного побережья Сахалина позволяет относить их к одному генетическому типу и протрассировать полосу возможного образования погребенных баров (см. карту).

В соответствии с результатами проведенных нефтегазопроисловых исследований, распределением перспективных и прогнозных ресурсов УВ, характеристиками выявленных и предполагаемых ловушек нефти и газа на шельфе выделяются несколько направлений нефтегазопроисловых работ, с которыми можно связывать основные перспективы прироста ресурсной базы.

### **Структурные и структурно-литологические ловушки Окобыкайско-Нижненутовского нефтегазонасного комплекса**

Комплекс представлен толщей переслаивания песчаных и глинистых пластов и отличается существенными изменениями литофациального состава по разрезу и по латерали. Снизу вверх и с востока на запад состав комплекса изменяется от морских глинисто-кремнистых отложений до мелководноморских и дельтовых глинисто-песчаных. Преимущественно распространены пластовый тип резервуара. Соотношение коллекторов и флюидоупоров в резервуаре пластового типа последовательно, вслед за литофациальными замещениями, изменяется от резко подчиненного содержания коллекторов до их преобладания. Выделяется зона опти-

мального соотношения коллекторов и флюидоупоров (доля коллекторов 20-40%), обладающая наилучшими для пластового типа резервуара аккумуляционными свойствами. Максимальная мощность этой зоны достигает 1,5 км. Поровые коллекторы в разрезе комплекса (в основном в нижненутовской части комплекса) наиболее развиты в пределах Одоптинской антиклинальной зоны (суммарная мощность до 750 м) и по геофизическим материалам выделяются на Восточно-Одоптинской антиклинальной зоне, ее восточном крыле в отложениях конусов выноса. В южном и восточном направлениях отложения комплекса глинизируются и сокращаются в мощности. На направлении открыты крупные нефтегазоконденсатные месторождения Чайво, Одопту-море, Пильтун-Астохское и Аркутун-Дагинское с извлекаемыми запасами УВ 660 млн.т у.т. Перспективные и прогнозные (локализованные) извлекаемые ресурсы нефти, газа, конденсата по направлению оцениваются в 700 млн.т у.т.

Дальнейшее освоение комплекса на Одоптинской зоне связано прежде всего с изучением Аяшской структурной и Западно-Аяшской структурно-литологической ловушек, перспективных для поиска нефтегазовых месторождений класса 100-300 млн. т у.т.

Предполагаемые залежи нефти и газа в пределах Западно-Аяшской структурно-литологической ловушки являются, по имеющимся данным сейсморазведки, продолжением на юг Аркутун-Дагинского нефтегазового месторождения.

#### **Ловушки Верхненутовско-Помырского возможно нефтегазоносного комплекса**

По данным сейсморазведки 2D комплекс имеет благоприятные аккумуляционные свойства и, по-видимому, будет основным перспективным объектом в Восточно-Одоптинской зоне литологических ловушек, составляющих новое направление нефтепоисковых работ. Здесь по сейсморазведочным материалам прогнозируется развитие крупных песчаных фановых тел, в которых выделяются структурные, структурно-литологические и литологические ловушки с пластовым и линзовидным резервуарами. Формирование в них коллекторов предположительно связывается с отложениями конусов выноса. Отложения конусов выноса (фановые песчаники) на суше Сахалина встречены в нижних частях разреза нижненутовского подгоризонта (месторождения Охино-Эхабинского района: Северное Колендо, Колендо, Северная Оха, Эхаби, Восточное Эхаби), окобыкайского и уйнинского горизонтов (месторождения Узловое, Некрасовка, Малое Сабо, Южная Кенига, Восточное Даги). Они образуют пластовые и массивно-пластовые резервуары преимущественно в глинистом разрезе.

Стратиграфический диапазон выявленных на шельфе ловушек – от четвертичных отложений до средне-нижнемиоценового пильского комплекса, однако, основной интервал распространения склоновых литофаций связан с отложениями верхненутовского подгоризонта (поздний миоцен – плиоцен). Ресурсы нефти, газа и конденсата по новому направлению

нефтепоисковых работ оцениваются в 500-700 млн. т условного топлива, а отдельные ловушки перспективны для поиска месторождений класса 100-300 млн. т условного топлива.

### **Ловушки Даехуриинского и Пильского нефтегазоносных комплексов**

Даехуриинский комплекс представлен кремнисто-глинистыми породами и в силу повышенной трещиноватости последних является объектом поиска залежей нефти и газа, связанных с трещинным коллектором. Для комплекса характерен резервуар массивного типа. Аналогичные типы резервуара и коллектора ожидаются в разрезе комплекса Одоптинской и Восточно-Одоптинской антиклинальных зон. В Северо-Шмидтовском районе стратиграфический объем глинисто-кремнистого комплекса увеличивается и включает глинисто-кремнистые образования окобыкайского, дагинского и уйнинского времени с трещинным типом коллектора, составляющие пильский нефтегазоносный комплекс. В отложениях последнего в Охинском НГР Северного Сахалина открыто месторождение нефти Восточный Кайган. Трещинные, порово-трещинные, трещинно-поровые коллекторы генетически связаны с перекристаллизованными опоками, развитыми на месторождениях Восточный Кайган, Восточное Эхаби. Фильтрационные свойства пород обеспечиваются трещинами, образующими единую систему. К коллекторам трещинного типа отнесены перекристаллизованные опоки, характеризующиеся кристалломорфной и агрегатно-кристалломорфной структурами халцедона. При большой мощности и интенсивной трещиноватости, несмотря на малую емкость коллекторов, промышленная ценность таких пород несомненна. Примером коллекторов трещинного типа являются перекристаллизованные опоки месторождения Восточный Кайган. Коллекторы трещинно-порового типа имеют агрегатно-глобулярную микроструктуру халцедона, открытая пористость матрицы составляет 12-27 %, размер пор от 1 до 4 мкм. Коллекторы этого типа характеризуются сочетанием высокой нефтенасыщенности пород и интенсивной трещиноватости. Порово-трещинные коллекторы занимают промежуточное положение, отличаются открытой пористостью 6-12 % и агрегатно-глобулярной микроструктурой халцедона. Распространены на месторождении Восточное Эхаби. Сейсморазведкой выявлено несколько десятков ловушек с данным типом коллектора. Часть из них малоперспективна из-за больших глубин залегания даехуриинского горизонта ( $> 5,5$  км), остальные перспективны для поиска газоконденсатных залежей. Одним из первоочередных объектов является Дагинская антиклинальная структура, ресурсы которой оцениваются в 100-200 млрд. м<sup>3</sup> газа. Ресурсы нефти, газа и конденсата по новому направлению нефтепоисковых работ оцениваются в 400 млн. т условного топлива.

**Структурно-стратиграфические ловушки позднемезозойского возможно нефтегазоносного комплекса**

В последние годы в качестве нового перспективного направления нефтегазопроисковых работ на шельфе Сахалина рассматриваются ловушки в верхнемезозойском комплексе фундамента с кавернозно-трещинным типом коллектора, связанные с массивами серпентинитов (Харахинов В.В. 2010). Наибольшим потенциалом обладают ловушки в пределах Трехбратской и Восточно-Одоптинской антиклинальных зон, для которых характерно благоприятное сочетание условий нефтегазообразования и аккумуляции УВ.

На возможную нефтегазоносность трещинного коллектора, приуроченного к зоне распространения серпентинитов фундамента Восточно-Одоптинской зоны, указывали А.А. Терещенков (1996), Э.Г. Коблов и В.В. Харахинов (1997), которые оценивали плотность ресурсов в 65 тыс.т/км. Они также полагали, что на долю фундамента приходится 17 % прогнозных ресурсов зоны, основные перспективы которой связаны с трещинными коллекторами дагинско-даехуриинского комплекса (58 %) и частично с поровыми коллекторами окобыкайско-нижненутовского (16 %), верхненутовского (7 %) и дагинского (2 %) комплексов. Основной нефтематеринской толщей для ловушек являются глинисто-кремнистые отложения даехуриинского и пильского комплексов, сложенные перекристаллизованными опоками и кремнистыми аргиллитами. Они также выполняют роль покрышки. Породы комплексов мощностью 1,5-2,5 км включают ОВ с преобладанием сапропелевой составляющей и содержанием Сорг до 1,8 %, Степень зрелости ОВ соответствует главной зоне генерации нефти (отражающая способность витринита 0,4-0,8 %)

Серпентинитовый массив залегает в головной части надвинутой пластины с горизонтальным перемещением около 15 км, подстилается и перекрывается породами пильского комплекса, выполняющего роль основной покрышки. Породы комплекса мощностью 1,5-2,5 км сложены перекристаллизованными опоками и кремнистыми аргиллитами. Оценка возможных запасов УВ по Восточно-Одоптинской структуре показывает, что здесь может быть открыто крупное нефтегазоконденсатное месторождение с геологическими запасами по сумме УВ около 300 млн. т у.т. Извлекаемые ресурсы УВ по направлению оцениваются в 300-400 млн. т у.т.

Таким образом, перспективы дальнейшего развития Сахалинского нефтегазового комплекса связаны с освоением наряду с традиционными нетрадиционных резервуаров: турбидитных и трещинных.

## 8. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

По своим гидрогеологическим особенностям, континентальная часть суши с одной стороны, и шельф Охотского моря, включая Сахалинское островное поднятие, с другой стороны, существенно различаются. В связи с этим нами на площади листа N-54 выделяются две надпорядковые гидрогеологические структуры: Приамурский и Охотоморский гидрогеологические регионы.

Согласно Карте гидрогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1:2 500 000 [2008], в пределах материковой суши и пришантарской части шельфа в Приамурском гидрогеологическом регионе в качестве гидрогеологических структур первого порядка выделяются Амуро-Охотская (I) и Сихотэ-Алинская (II) гидрогеологические складчатые области, в пределах Охотоморского гидрогеологического региона – Сахалинская гидрогеологическая складчатая область (VI). Литифицированные, местами метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные образования и интрузивные породы от палеозоя до нижнего мезозоя в пределах выделенных областей образуют гидрогеологические массивы нижнего гидрогеологического этажа этих структур.

В позднем мелу – кайнозое территория материковой суши развивалась как активная континентальная окраина с проявлением надсубдукционного магматизма и рифтогенеза, с накоплением в рифтах пород терригенной (молассовой) и вулканогенных формаций. Сформировавшиеся геологические структуры представляют собой межгорные артезианские бассейны (III), вулканогенные гидрогеологические бассейны (IV) и вулканоплутонический гидрогеологический район – массив (V), выделяемые нами в качестве гидрогеологических структур верхнего гидрогеологического этажа.

В пределах Охотоморского гидрогеологического региона верхний гидрогеологический этаж представлен окраинноморскими отложениями Охотоморской неоплатформенной плиты, частично обнаженной в пределах о. Сахалин.

Гидрогеологическими структурами первого порядка здесь являются артезианские бассейны – Северо-Сахалинский (VII), Дерюгинский (X-O), Охото-Шантарский (XI-O) с мощностью осадочного чехла от 0 м (на выходах пород фундамента на морское дно) до 10 км (в прогибах) и субмаринные гидрогеологические районы – артезианские склоны – Литкинский (VIII-O), Устьямурский (IX-O), Пришантарский (XII-O) и Охото-Северосахалинский (XIII-O) с мощностью осадочного чехла от 20-50 м до 1 км. В составе Северо-Сахалинского артезианского бассейна выделяются субаэральная (территория о. Сахалин) и субмаринная (по-

груженная ниже уровня моря) зоны, а в пределах первой из них - гидрогеологические районы второго порядка: Западный (VII<sub>1</sub>), Восточный (VII<sub>2</sub>) и Пиль-Диановский (VII<sub>3</sub>).

Территория с редкой островной мерзлотой (мощность до 20-30 м, температура выше минус 0,5°С) в пределах характеризуемой площади суши занимает левобережную зону долины р. Амур и его крупных притоков и значительную часть Нижнего Приамурья, располагающуюся восточнее Тугуро-Нимеленской впадины. Правобережная часть бассейна реки Амур, остров Сахалин и другие острова в Охотском море характеризуются отсутствием многолетнемерзлых пород. Редкие участки распространения последних могут быть обнаружены лишь в осевой части горной системы Сихотэ-Алинь. Мощность сезонного промерзания пород почти повсеместно (за исключением приводораздельных частей горных районов) составляет не более 3,0 м.

В горных районах территории листа основные ресурсы подземных вод сосредоточены в четвертичных аллювиальных отложениях, в том числе в подрусловых потоках.

Ниже приводится характеристика выделенных гидрогеологических структур.

## ***Приамурский гидрогеологический регион***

### **Нижний гидрогеологический этаж**

#### **Амуро-Охотская гидрогеологическая складчатая область (I)**

Гидрогеологические структуры Амуро-Охотской гидрогеологической складчатой области прослеживаются в западной части рассматриваемой площади. Они сформированы силурийскими (?), девонскими, каменноугольными и юрскими терригенными, кремнистыми, вулканогенными и карбонатными складчатыми образованиями, вмещающими тела мезозойских интрузивных пород. Гидрогеологическими структурами второго порядка гидрогеологической складчатой области являются Удско-Шантарский (I<sub>1</sub>) и Ульбанский (I<sub>2</sub>) гидрогеологические массивы. По особенностям формирования и распространения подземных вод в них выделяются водоносные горизонты в аллювиальных четвертичных отложениях и водоносные зоны трещиноватости в кремнисто-терригенных и терригенных образованиях среднего палеозоя (Удско-Шантарский массив) и юры (Ульбанский массив), а также в кристаллических породах залегающих среди них интрузивных тел позднемелового возраста [Гидрогеология, 1971].

***Удско-Шантарский (I<sub>1</sub>) гидрогеологический массив.*** Среднепалеозойские образования массива распространены в Тыльской и Тугурской подзонах. Они повсеместно собраны в крутые, нередко опрокинутые складки. Интрузивные тела сложены преимущественно гранитоидами.



Водоносная зона трещиноватости в вулканогенно-кремнисто-терригенных комплексах силура (?) - среднего девона (S?-D<sub>2</sub>) и среднего девона-нижнего карбона (D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>). Водоносными являются трещиноватые песчаники, алевролиты, яшмы, базальты, их туфы, известняки. В пределах водоносной зоны, мощность которой достигает 60 м, трещины имеют разнообразное направление с преобладанием крутопадающих. Выходы трещинных вод приурочены к подножиям склонов долин, дебит родников обычно составляет 0,1 – 0,2 л/с, изредка достигая 1,5 л/с на участках тектонических нарушений. Особое место занимают пачки известняков, обычно смятые в сложные складки и сильно передробленные. В зонах интенсивной трещиноватости в них развивается кавернозность, а иногда и закарстованность. В этих местах могут встречаться родники с дебитами до 10 л/с, приуроченные к контакту известняков с эффузивами или песчаниками. Ориентировочный дебит скважин, заложенных в зоне региональной трещиноватости, может изменяться от 0,1 до 1 л/с, в обводненных зонах тектонических нарушений до 3 л/с, в закарстованных известняках до 2 – 3 л/с, а при пересечении крупных карстовых полостей до 10 л/с.

Воды имеют минерализацию от 0,05 до 0,2 г/дм<sup>3</sup>, по составу – гидрокарбонатные кальциевые.

Водоносная зона трещиноватости поздне меловых интрузивных пород ульбанского комплекса (К<sub>2</sub>). В гранитах и гранодиоритах интрузивных тел четко развиты две или три системы трещин, среди которых выделяются трещины северо-восточного и северо-западного направлений. В верхней зоне ширина их равна 1 – 2 см, иногда 3 – 10 см. С глубиной количество трещин и ширина их существенно уменьшаются, соответственно уменьшается и удельное водопоглощение.

Обводненность гранитоидов низкая. Дебиты родников не превышают 0,5 л/с, в зонах тектонических нарушений достигают 2,5 – 5 л/с. Существенную роль в аккумуляции подземных вод в гранитоидах играют зоны катаклаза и милонитизации, являющиеся барражами на пути движения подземных вод. Дебит родников в этих зонах в зимний период достигает 8 л/с.

**Ульбанский (I<sub>2</sub>) гидрогеологический массив.** Водоносные зоны трещиноватости в кремнисто-терригенных ниже-среднеюрском (J<sub>1.2</sub>) (Нимеленская СФП) и ниже-верхнеюрском (J<sub>1.3</sub>) (Мевачанская СФП) формационных комплексах сформированы преимущественно в песчаниках, алевролитах, редко в грубообломочных, кремнистых и вулканогенных породах, слои которых сложно дислоцированы. Они выходят на дневную поверхность и примерно одинаково водоносны в зоне активной экзогенной трещиноватости мощностью 50–60 м. Глубина залегания подземных вод от 0,3–9 м в нижних частях склонов до 30 м на приводораздельных участках. Многочисленные источники имеют дебит 0,025–0,5 л/с, редко в зонах тектонических нарушений достигая 2–4 л/с.

В слаборасчлененных гидрогеологических массивах Амуро-Охотской гидрогеологической складчатой области подземные воды характеризуются минерализацией трещинных вод до 0,2 г/дм<sup>3</sup>, трещинно-жильных – 0,4 г/дм<sup>3</sup>. Мощность зоны региональной трещиноватости здесь более 150 м, но трещины как правило закольматированы или выполнены дресвяно-глинистым материалом, поэтому водоносность пород обычно низкая. Участки тектонических нарушений часто выполнены тоже глинистым материалом и бывают безводны.

*Водоносный горизонт четвертичных отложений* на гидрогеологической схеме в связи с ограниченными размерами площади распространения не выделен, в пределах описанных выше гидрогеологических массивов Амуро-Охотской гидрогеологической складчатой области он приурочен к долинам рек и морскому побережью, где представлен разнородными глинистыми или илистыми песками с галькой, иногда с глинами, суглинками и торфяниками. Вдоль побережья острова Большой Шантар распространены отложения морского пляжа и морских террас. Горизонт сложен песчано-гравийно-галечниковыми отложениями мощностью от 3 – 6 до 10 м. Коэффициент фильтрации для гравийно-галечниковых отложений достигает 200 м/сутки, для песков снижается до 2 – 3 м/сутки. Глубина залегания подземных вод изменяется от 2,5 до 8 м. Водопритоки в шурфы глубиной до 3 м изменяются от 0,3 до 1,1 л/с при понижении на 0,1 – 0,4 м.

Эти подземные воды, как правило, безнапорные. Выходы подземных вод на поверхность редки, их дебиты не превышают 1 – 2 л/с. По химическому составу воды хлоридные натриевые или гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией от 0,2 – 0,4 до 3 г/дм<sup>3</sup>.

Ввиду исключительно низкой заселенности территории подземные воды для водоснабжения используются ограниченно.

## **Сихотэ-Алинская гидрогеологическая складчатая область (II)**

**Бокторско-Горинский (II<sub>1</sub>) и Приамурский (II<sub>2</sub>) гидрогеологические массивы.** На рассматриваемой территории гидрогеологическая область представлена расчлененными и слабо расчлененными гидрогеологическими массивами. В западной части области развита зона многолетнемерзлых пород островного распространения мощностью до 60 – 80 м.

Гидрогеологическими структурами второго порядка в пределах Сихотэ-Алинской гидрогеологической складчатой области являются Бокторско-Горинский и Приамурский (Чаятынский) гидрогеологические массивы. Эти структуры соответствуют одноименным подзонам Баджало-Горинской и Западно-Сихотэалинской структурно-формационных зон Сихотэ-Алинской складчатой системы. Для них характерно развитие трещинных подземных вод зоны экзогенной трещиноватости и трещинно-жильных вод. В долинах рек, дренирующих массивы, развиты рыхлые четвертичные отложения, в которых формируются грунтовые пласто-

во-поровые воды. Ниже приведены общие описания гидрологических подразделений обоих гидрогеологических массивов, т. к. их характеристики достаточно близки.

Водоносные зоны трещиноватости в кремнисто-терригенных средне-верхнеюрском ( $J_{2-3}$ ) (Бокторская СФП) и среднеюрском - нижнемеловом ( $J_3-K_1$ ) (Горинская СФП) формационных комплексах Баджало-Горинской СФЗ сложены ритмично переслаивающимися трещиноватыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с редкими пластами (преимущественно в нижних частях разрезов) кремнисто-глинистых и кремнистых пород. Слои этих пород собраны в узкие линейно вытянутые складки с углами падения крыльев до  $60^\circ$ . Воды как безнапорные, так и напорные с величиной напора обычно до 30 м. Мощность водоносной зоны изменяется от 12 до 120 м, в среднем составляя 43 м. Производительность скважин варьирует от 0,2 до 5,5 л/с при понижениях на 15,2 – 13,5 м, удельные дебиты – от 0,004 до 0,5 л/с, в среднем они равны 0,14 л/с (с. Удинск). Дебиты родников 0,01 – 3,5 л/с и в среднем составляют 0,47 л/с. Дебиты родников, приуроченных к тектоническим нарушениям, достигают 4 – 5 л/с.

Минерализация воды горизонта не превышает  $0,1 - 0,12 \text{ г/дм}^3$ , общая жесткость изменяется от 0,6 до 4 мг-экв/дм<sup>3</sup> в скважинах и до 0,08 – 1,99 мг-экв/дм<sup>3</sup> в родниках. По составу воды гидрокарбонатные, реже гидрокарбонатно-хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные со смешанным катионным составом.

Водоносная зона трещиноватости в верхнеюрском-нижнемеловом вулканогенно-кремнисто-алевролитовом формационном комплексе ( $J_3-K_1$ ) (Приамурская СФП), представленном адаминской свитой, хорошо обнажена у юго-восточного берега озера Удыль. Водоносными здесь являются трещиноватые базальты и их туфы, песчаники, алевролиты, известняки, смятые в сильно сжатые складки, осложненные тектоническими нарушениями. Мощность зоны региональной трещиноватости 60 – 70 м. Глубина вскрытия водоносной зоны трещиноватости 7 – 50 м. Удельные дебиты скважин, пройденных в аналогичных породах на других площадях, изменяются от тысячных долей до 0,5 л/с.

Эти воды характеризуются минерализацией  $0,024 - 0,11 \text{ г/дм}^3$ , жесткостью 0,15 – 5,6 мг-экв/дм<sup>3</sup>, гидрокарбонатным, реже гидрокарбонатно-хлоридным анионным составом и кальциево-натриево-магниевым катионным составом.

Водоносные зоны трещиноватости в терригенном нижне-верхнемеловом ( $K_{1-2}$ ) турбидитовом формационном комплексе (Приамурская СФП), нижнемеловой терригенной ( $K_1$ ) (Горинская СФП) и верхнемеловой ( $K_2$ ) вулканогенно-терригенной (Приамурская СФП) морских молассах. Отдельные интервалы разрезов этих подразделений имеют флишоидное строение. Водовмещающими здесь являются трещиноватые песчаники, реже - алевролиты, туфопесчаники, вулканиты среднего, реже основного состава, гравелиты и конгломераты, образующие систему прямых симметричных складок, нарушенных тектоническими разрывами.

Глубина залегания уровня подземных вод в зоне экзогенной трещиноватости, в зависимости от рельефа, изменяется от 4 до 31 м. Воды безнапорные и напорные. Величина напора не превышает 25 м. Мощность водоносных пород в зоне выветривания изменяется от 23 до 74 м. Дебиты скважин – 1,2 – 10 л/с при понижении на 26 – 6 м, удельные дебиты – 0,05 – 1,7 л/с. Дебиты родников составляют 0,01 – 1,2 л/с, в среднем 0,3 л/с.

Минерализация подземных вод не превышает 0,04 г/дм<sup>3</sup> в родниках и 0,19 г/дм<sup>3</sup> в скважинах, общая жесткость воды 0,1 – 2,3 мг-экв/дм<sup>3</sup>. По химическому составу эти воды гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриево-магниевые или натриево-кальциево-магниевые.

*Водоносные зоны трещиноватости в породах позднемиоценовых (K<sub>2</sub>), палеоценового (J<sup>^</sup>) и эоценового (J<sub>2</sub>) интрузивных комплексов* в пределах гидрогеологических массивов Сихотэ-Алинской гидрогеологической области дискретно распространены в виде отдельных блоков почти на всей ее площади. Водовмещающими являются граниты, гранодиориты, кварцевые диориты и другие породы. Интенсивная экзогенная трещиноватость этих пород развита до глубины 80 м. На участках развития разрывных нарушений они катаклазированы, милонитизированы и передроблены. Водоносные зоны представлены как грунтовыми трещинными, так и напорными трещинно-жильными подземными водами, которые вскрываются на глубинах 13 – 60 м. Величина напора изменяется от 20 до 35 м, в зонах тектонических нарушений – до 100 м. Дебиты скважин колеблются от 0,3 до 3,4 л/с при понижениях на 20 – 35,5 м, увеличиваясь в зонах тектонических нарушений до 10 л/с при понижении на 5 м. Дебиты родников в среднем составляют 0,54 л/с.

По составу воды рассматриваемой водоносной зоны трещиноватости гидрокарбонатные, часто гидрокарбонатно-хлоридные, по катионам смешенные, но с преобладанием ионов кальция и натрия. Минерализация изменяется от 0,01 до 0,2 г/дм<sup>3</sup>, общая жесткость – от 0,33 до 3,2 мг-экв/дм<sup>3</sup>.

Питание подземных вод водоносных зон трещиноватости осуществляется за счет атмосферных осадков, а также конденсационных вод. Интересными для поисков источников водоснабжения являются участки их распространения в долинах рек и зоны тектонических нарушений.

*Водоносный горизонт рыхлых четвертичных отложений* приурочен к долинам рек и морскому побережью. Представлен он разнородными глинистыми или илистыми песками с галькой, иногда с глинами, суглинками и торфяниками. В глубоко врезаемых долинах рек и местах развития многолетнемерзлых пород этот горизонт распространен спорадически.

В долинах рек мощность водоносного горизонта, по данным документации многочисленных скважин, составляет 5 – 25 м, глубина залегания уровня подземных вод - 3,3 – 9 м. В долине Амура мощность водоносного горизонта достигает 40 – 70 м. Дебиты скважин изменяются от 0,5 до 14,3 л/с при понижениях уровня соответственно на 8,3 и 1 м. Удельные дебиты скважин 0,1 – 14,3 л/с (в пос. Оглонги дебит 2,4 л/с, понижение 0,4 м, удельный дебит 6 л/с). Дебиты родников колеблются от 0,01 до 0,3 л/с, в среднем – 0,05 л/с.

По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые. Минерализация воды – 0,025 – 0,23 г/дм<sup>3</sup>. Редко в воде присутствуют аммиак и железо (до 1 – 2 мг/дм<sup>3</sup>). На участках развития морских отложений, сложенных заиленными песками с галькой мощностью 3 – 8 м, грунтовые воды залегают на глубине 0,3 – 3,5 м, колодцы, вскрывающие их, имеют дебиты 0,17 – 0,6 л/с при понижениях соответственно на 1,7 и 0,96 м. Из-за близости моря вода здесь имеет минерализацию 1 – 1,5 г/дм<sup>3</sup>, а состав ее хлоридный натриевый. Вблизи п. Маго соленые воды с минерализацией до 8 – 10 г/дм<sup>3</sup> вскрыты на глубине 56 м под пресными подземными водами.

### **Верхний гидрогеологический этаж**

*Межгорные артезианские субэральные бассейны (III)* материковой суши - Усалгинский, Малахтинский, Вынгинский, Орельский, Усть-Кумлинский, Бичинский, Удыль-Кизинский, приурочены к одноименным рифтогенным континентальным впадинам, выполненным кайнозойскими рыхлыми терригенными образованиями, где развиты порово-пластовые подземные воды. Ниже приведена характеристика гидрогеологических подразделений чехла изученных межгорных артезианских бассейнов территории.

#### **Усалгинский артезианский бассейн (III<sub>1</sub>)**

С северо-запада и северо-востока Усалгинский артезианский бассейн ограничен водами Ульбанского залива. Здесь формируется аккумулятивный тип берега. Вода рек и озер, расположенных вблизи берега залива, в приустьевой части во время приливов увеличивает свою минерализацию до 0,7 – 1 г/дм<sup>3</sup>. В удалении от русел на небольших участках развита островная многолетняя мерзлота. Глубина ее залегания – 0,2 – 6 м, породы проморожены на глубины 25, иногда – 55 м (по данным наземной геофизики). Фундамент бассейна и горное обрамление сложены юрскими терригенными и верхнемеловыми вулканогенными и интрузивными образованиями. Олигоцен-голоценовый чехол бассейна представлен *субэральным терригенным водоносным комплексом (J<sub>3</sub>-Q)*, в разрезе которого можно выделить два водоносных горизонта (сверху вниз):

– неоплейстоценово-голоценовый, сложенный аллювиальными, озерно-аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, аллювиально-морскими и морскими отложениями (Q);

– олигоцен-миоценовый, образованный озерно-аллювиальными и болотными угленосными образованиями (P<sub>3</sub> – N<sub>1</sub>).

Достоверные сведения о разрезе и водоносности имеются только для первого от поверхности водоносного горизонта. По данным обследования пройденных в нем шурфов и колодцев, водовмещающими являются песчано-гравийно-галечниковые накопления, где формируются грунтовые воды. Аллювиальные и озерно-аллювиальные образования характеризуются четырехслойным строением (сверху вниз):

Торфяники .....	3 м.
Глины, реже суглинки с галькой и гравием .....	1 – 5 м.
Гравийно-галечниковые отложения с песчаным или песчано-глинистым заполнителем .....	10 – 20 до 60 м.
Пески разнозернистые глинистые .....	до 82 м.
<hr/>	
Всего .....	100 – 150 м.

Коэффициент фильтрации разнозернистых глинистых песков с валунами, галькой и гравием террасы р. Сырана составляет 6,6 м/сутки.

Аллювиально-морские отложения развиты в виде узких (3 – 4 км) прерывистых полос, вытянутых вдоль побережья Ульбанского залива, и представлены илами, глинами, суглинками, редко супесями с прослоями песка, гальки и гравия. Сверху они перекрыты торфяниками мощностью до 5,5 м. Общая мощность аллювиально-морских отложений 6 – 10 м.

Отложения – морских террас, лагун, береговых валов, кос и пляжей ограниченно развиты вдоль побережья Ульбанского залива в виде полос шириной от 100 – 200 м до 3 – 4 км. В верхней части они сложены торфом, ниже залегают иловатые суглинки, глины, гравийники и галечники с крупнозернистым песком. Водовмещающими здесь являются прослои глинисто-илистого песка с галькой и гравием.

В пределах участков распространения многолетнемерзлых пород подземные воды четвертичных отложений имеют напорный режим с величиной напора 5 – 20 м. Глубина залегания грунтовых вод в речных поймах 0,5 – 1 м, на террасах - до 3 м.

Водопритоки в шурфах, пройденных в песчано-гравийно-галечниковых отложениях, составили 0,3 – 0,6 л/с при понижениях 0,5 – 1,1 м, а в заиленных песках, суглинках и супесях – 0,02 – 0,1 л/с при понижениях до 1 м.

По химическому составу воды комплекса гидрокарбонатные кальциевые, реже смешанные по катионам, вблизи морского побережья – гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридно-

гидрокарбонатные натриевые. Минерализация их составляет  $0,14 \text{ г/дм}^3$ , на морском побережье она возрастает до  $1,5 \text{ г/дм}^3$  и более.

Подошвой для водоносных неоплейстоценово-голоценовых отложений служат глины олигоцен-миоценового возраста. Эти образования отсутствуют на участках, где блоки фундамента бассейна приподняты и неоплейстоценово-голоценовые образования залегают непосредственно на складчатом основании и гидравлически связаны с трещинными и трещинно-жильными водами фундамента.

#### Орельский артезианский бассейн (III<sub>4</sub>)

Чехол бассейна слагают рыхлые и слаболитифицированные кайнозойские отложения. Мощность его, по данным геофизических исследований, достигает 300 – 500 м.

В центральной части впадины расположены озера Чля и Орель, с которыми р. Амур связана протоками. В пределах озерных котловин и долин рек, впадающих в эти озера, широко развиты болота. На площади бассейна отмечаются многолетнемерзлые породы островного распространения мощностью до 3 м. Они приурочены к низким заболоченным террасам и прибрежным низменностям, сверху сложенным торфяниками.

В гидрогеологическом разрезе *олигоцен-голоценового терригенного водоносного комплекса* ( $\text{J}_3\text{-Q}$ ) чехла бассейна можно выделить три водоносных горизонта (сверху вниз):

- неоплейстоценово-голоценовый, сложенный аллювиальными, озерно-аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, аллювиально-морскими и морскими отложениями (Q);
- плиоценовый, сложенный аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями ( $\text{N}_2$ );
- олигоцен-миоценовый, сложенный аллювиальными, озерно-аллювиальными отложениями, угленосный ( $\text{P}_3 - \text{N}_1$ ).

В первом от поверхности *неоплейстоценово-голоценовом водоносном горизонте* распространены грунтовые, реже напорные воды, уровень которых в поймах вскрывается на глубине  $0,15 - 1,5 \text{ м}$ , а на террасах –  $0,25 - 8,5 \text{ м}$ . В скважине, пробуренной на террасе, дебит составил  $0,15 \text{ л/с}$  при понижении  $1 \text{ м}$ , в районе пос. Маго он увеличился до  $3,8 \text{ л/с}$  при понижении на  $12,6 \text{ м}$ . Минерализация этих вод изменяется от  $0,4$  до  $0,2 \text{ г/дм}^3$ , по составу подземные воды гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые.

Водоносный горизонт не представляет интереса для централизованного водоснабжения, так как легко подвержен загрязнению и имеет ограниченное распространение.

*Водоносный плиоценовый горизонт* изучен слабо. О его водоносности можно судить по одной скважине, показавшей при откачке дебит воды  $0,3 \text{ л/с}$  при понижении на  $2,8 \text{ м}$ . Появившийся уровень зафиксирован на глубине  $8,5 \text{ м}$ , а установившийся – на  $2,2 \text{ м}$ . Химический

состав воды описываемого комплекса аналогичен грунтовым водам водоносного неоплейстоценово-голоценового аллювиального, озерно-аллювиального горизонта, минерализация которых не превышает  $0,25 \text{ г/дм}^3$ .

*Водоносный олигоцен-миоценовый угленосный горизонт* залегает в нижней части разреза чехла впадины и предположительно сложен в верхней части глинистыми песками, глинами, суглинками с редкой галькой, а внизу - слабо уплотненными песками, песчаниками, алевролитами, возможно алевролитами, бурыми углями. О водоносности этих образований и составе подземных вод достоверных сведений нет. Вероятно, здесь формируются напорные подземные воды, в основном гидрокарбонатно-хлоридного кальциевого состава с минерализацией до  $0,5 \text{ г/дм}^3$ .

Породы фундамента, как и горного обрамления бассейна, представлены в основном нижнемеловыми терригенными образованиями, реже верхнемеловыми вулканогенными и интрузивными породами. Породы фундамента были вскрыты двумя скважинами в пос. Орель-Чля, в обоих случаях на глубинах 80 м. В них установлены безнапорные воды на глубине 5 и 17,5 м. Дебит при откачке из первой скважины составил 1,3 л/с при понижении уровня воды на 20,8 м, во второй – 0,7 л/с при понижении 33 м. Минерализация подземных вод фундамента не превышает  $0,15 \text{ г/дм}^3$ , состав аналогичен составу грунтовых и напорных вод чехла бассейна, что свидетельствует об их тесной гидравлической взаимосвязи. Для крупного водоснабжения эти воды малоперспективны.

### Удиль-Кизинский артезианский бассейн (III<sub>7</sub>)

В *плиоцен-голоценовом терригенном водоносном комплексе (N<sub>2</sub>-Q)* чехла бассейна можно выделить три водоносных горизонта (сверху-вниз):

- среднеоплейстоценово-голоценовый аллювиальный, озерно-аллювиальный;
- плиоценовый - раннеоплейстоценовый, аллювиальный и озерно-аллювиальный.

*Водоносный среднеоплейстоценово-голоценовый аллювиальный, озерно-аллювиальный горизонт* распространен повсеместно и сложен песками с гравием и галькой с прослоями суглинков, супесей, глин и илов, не выдержанными как по простиранию, так и в разрезе. В верхней части разреза часто залегают покровные глины мощностью до 15 м. Мощность водовмещающих пород горизонта изменяется от нескольких метров в краевых частях бассейна до 60 м в центральной его части.

Образования фундамента бассейна и его горного обрамления сложены осадочными, туфогенно-осадочными, эффузивными, реже - интрузивными породами, в которых распространены трещинные и трещинно-жильные подземные воды.



По данным гидрогеологических наблюдений в скважинах, бурившихся в окрестностях с. Богородское [Добкин, 2013], воды комплекса характеризуются либо как безнапорные, либо как напорные. Величина напора изменяется от 2,5 до 10 м. Уровень подземных вод вскрывается на глубине 17,0-35,5 м. Дебиты скважины 0,72-4,55 л/с при понижениях 14,8 и 6,8 м соответственно, удельные дебиты 0,05-0,67 л/с. По составу воды гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые пресные, умеренно жесткие (жесткость общая 4,96 мг-экв/дм<sup>3</sup>), нейтральные (рН=7), содержат повышенное, по сравнению с нормой для питьевых вод, количество SiO<sub>2</sub> (28 мг/дм<sup>3</sup>) и нитрат-иона (40,08 мг/дм<sup>3</sup>).

#### Малахтинский (III<sub>2</sub>), Вынгинский (III<sub>3</sub>), Усть-Кумлинский (III<sub>5</sub>) и Бичинский (III<sub>6</sub>) артезианские бассейны

Эти бассейны в гидрогеологическом отношении практически не изучены. По-видимому, геологическое строение их чехла и гидрогеологические характеристики их разреза близки установленным в вышеописанных артезианских бассейнах.

#### ***Вулканогенные гидрогеологические бассейны (IV)***

##### Эвурский (IV<sub>1</sub>), Нижне-Амурский (IV<sub>2</sub>) и Кизинский (IV<sub>3</sub>) вулканогенные гидрогеологические бассейны и их фрагменты

В этих вулканогенных гидрогеологических структурах распространены трещинные, пластово-трещинные и, реже, - трещинно-жильные подземные воды, приуроченные к водоносным комплексам миоценовых и палеогеновых базальтов, андезибазальтов, андезитов и их туфов и водоносным зонам трещиноватости в нижележащих меловых эффузивных породах кислого и среднего состава.

*Водоносные комплексы в эоцен-миоценовых (J<sub>3</sub>-N<sup>^</sup>) и миоценовых (N<sup>^</sup>) базальтах, андезибазальтах, их туфах и трахидацитах* наибольшее распространение получили в пределах Нижнего Приамурья. Здесь обширные поверхности занимают плато-базальты. Они образуют полосу шириной до нескольких десятков километров, простирающуюся параллельно морскому побережью.

Для разрезов базальтовых плато характерно чередование ноздревато-пористых, плотных и трещиноватых разновидностей лав, среди которых залегают прослои туфогенных и иногда туфогенно-осадочных образований. Наиболее хорошо изучены подземные воды в миоценовых образованиях до глубины 100 – 150 м (г. Николаевск-на-Амуре). Воды здесь как напорные, так и безнапорные, величина напора может достигать 37 м. Иногда пьезометрический уровень устанавливается выше поверхности земли на 0,6 – 7,6 м. Дебит скважин 0,4 – 7,6 л/с при понижениях уровня на 1,55 – 5,4 м, удельные дебиты 0,3 – 1,4

л/с. В зонах тектонических нарушений дебит скважин возрастает до 15 л/с при понижении 6,8 м. Дебиты родников, питающихся подземными водами миоценовых и палеогеновых базальтов, изменяются от сотых долей до 5 л/с, составляя в среднем 0,6 л/с.

Минерализация вод рассматриваемого водоносного подразделения в родниках достигает  $0,11 \text{ г/дм}^3$ , а в скважинах –  $0,37 \text{ мг/дм}^3$ . Состав подземных вод гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, по катионам смешанный.

Разведаны несколько месторождений питьевых подземных вод [Кулаков, 1990; Калита, 1987; Савченко, 2004; Кулаков, 2013; Руденко, 2009; Федунов, 1975]: Многовершинное в четвертичных аллювиальных отложениях с запасами 2,0 тыс.  $\text{м}^3/\text{сутки}$ , Личинское в миоценовых базальтах с запасами 22,0 тыс.  $\text{м}^3/\text{сутки}$ , Красносельское в палеоценовых дацитах, андезитах и их туфах и Богородское в эоцен-миоценовом вулканогенном водоносном комплексе с запасами 0,150 тыс.  $\text{м}^3/\text{сутки}$ .

Северо-Сихотэ-Алинский вулcano-плутонический гидрогеологический массив (V).

*Водоносная зона трещиноватости эффузивных пород кислого и среднего состава позднемелового-эоценового комплекса ( $K_5-3_5$ ), представленных риолитами, дацитами, их туфами и лавобрекчиями, андезитами и другими породами, содержит трещинные или трещинно-жильные безнапорные или слабонапорные подземные воды. Мощность зоны экзогенной трещиноватости этих пород изменяется от 40 до 100 м. Глубина залегания подземных вод достигает 4 – 24 м. Воды, в основном, грунтовые, редко - напорные с величиной напора 5 – 6 м. Дебиты встреченных источников изменялись от 0,02 до 2 л/с и увеличивались до 3 – 4 л/с в местах разгрузки трещинно-жильных подземных вод по зонам тектонических нарушений. Производительность скважин составляет 0,02 – 2 л/с при понижениях уровня на 59,8 – 1,8 м, удельные дебиты 0,9 – 1,2 л/с, но чаще – сотые доли в секунду (пос. Красное, Анненские Воды).*

По составу воды гидрокарбонатные, реже - гидрокарбонатно-хлоридные, кальциево-натриевые или магниевые-кальциево-натриевые с минерализацией  $0,014 - 0,24 \text{ г/дм}^3$ . Жесткость воды колеблется от 0,1 до 2,07 мг-экв/дм<sup>3</sup>.

*Минеральные воды.* На территории Приамурского гидрогеологического региона к категории минеральных термальных относятся азотные щелочные сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды с повышенным содержанием кремнекислоты с минерализацией около  $0,3 \text{ г/дм}^3$  и температурой до  $54^\circ\text{C}$ , используемые для лечения кожных, гинекологических заболеваний и органов дыхания [Архипов, 2004, 2009; Богатков, 1966; Кулаков, 2011, 2013; Чернышев, 1988]. Наиболее хорошо изучено Анненское месторождение минеральных термальных вод, запасы которого утверждены в количестве 262  $\text{м}^3/\text{сутки}$ .

Минеральные холодные железистые воды и воды со специфическими компонентами широко распространены в артезианских бассейнах на равнинных территориях и широких долинах. Если использование этих вод для питьевых нужд населения требует специальной водоподготовки (очистки от железа и марганца), то использование их в качестве природных минеральных столовых вод (типа марциальных или полостровских) не имеет ограничений.

Питание подземных вод водоносных зон трещиноватости осуществляется за счет атмосферных осадков, а также конденсационных вод. Интересными, для поисков источников водоснабжения, являются зоны тектонических нарушений.

## ***Охотоморский гидрогеологический регион***

### **Нижний гидрогеологический этаж**

#### **Сахалинская гидрогеологическая складчатая область (VI)**

***Шмидтовский гидрогеологический массив (VI<sub>1</sub>)***, сложенный породами фундамента Охотоморской неоплатформенной плиты, соответствует одноименному глыбовому поднятию. Орографически он представлен Западными и Восточными горами п-ва Шмидта, разделенными Пиль-Диановским грабенообразным кайнозойским прогибом, относящимся к субаэральной зоне Северо-Сахалинского артезианского бассейна [Гидрогеология, 1972; Сидорова, 1985; Соловьева, 2007; Сухова, 2001].

Южная граница, отделяющая массив от Северо-Сахалинского артезианского бассейна, условно проведена по субширотному разрывному нарушению.

Сложен массив, в основном, тектонизированными осадочными, вулканогенными и туфогенно-терригенными отложениями и интрузивными породами мезозойского возраста, слагающими две сложно построенные антиклинальные зоны – Эспенбергскую и Трехбратскую, соответствующие гидрогеологическим районам III порядка - Западно-Шмидтовскому и Восточно-Шмидтовскому.

Для обоих районов характерны трещинный и трещинно-жильный типы подземных вод, приуроченные к зонам экзогенной трещиноватости и тектоническим нарушениям в *тектонизированных породах триасового-раннеюрского офиолитового (Т-J<sub>1</sub>), терригенно-кремнисто-вулканогенного верхнеюрского-верхнемелового (J<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>)* формационных комплексов и *верхнемеловой терригенной молассы (K<sub>2</sub>)*. В гидрогеологическом отношении Шмидтовский гидрогеологический массив не изучен. Район практически не населен. Перспективы его развития не определены.

## Верхний гидрогеологический этаж

### Северо-Сахалинский артезианский бассейн (VII)

#### *Северо-Сахалинский артезианский бассейн, субэральная зона (VII<sub>1-3</sub>)*

Этой зоне Северо-Сахалинского артезианского бассейна отвечает северная часть о. Сахалин, сложенная кайнозойскими отложениями Охотоморской неоплатформенной плиты мощностью до 8 тыс. метров. К фундаменту бассейна относят сильно литифицированные и тектонизированные верхнемеловые и, возможно, более древние образования Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы. Нижние горизонты осадочного чехла вскрыты скважиной Тойская-1 на глубине 3250-3800 м. Они представлены олигоценовой толщей аргиллитов и глин с прослоями алевролитов, песчаников и карбонатизированных пород, залегающих на вулканогенно-осадочной толще предположительно мелового возраста.

Гидрогеологическими структурами III порядка Сахалинской субэральной зоны Северо-Сахалинского артезианского бассейна являются *гидрогеологические районы (блоки) - Западный (VII<sub>1</sub>), Восточный (VII<sub>2</sub>) и Пиль-Диановский (VII<sub>3</sub>)*.

Гидрогеологический разрез выделенных районов (блоков) условно разделяется на три гидрогеологических яруса, разделенные двумя относительно водоупорными горизонтами мощностью от 700 до 2000 м. К верхнему, первому от земной поверхности, ярусу отнесены рыхлые и слабосцементированные отложения плейстоцена, плиоцена и верхнего миоцена, к среднему – песчанистые и литифицированные отложения нижнего-среднего миоцена мощностью до 1500 м, к нижнему - уплотненные эоценовые отложения. Верхний и средний ярусы разделены глинистым средне-верхнемиоценовым относительно водоупорным горизонтом (в восточном блоке – окобыкайская свита, в западном блоке – нанивская свита, в значительной степени песчанистая), нижний и средний ярусы – олигоцен-нижнемиоценовыми относительно водоупорными отложениями.

Мощность водоносных горизонтов, вмещающих грунтовые воды, в пределах Северо-Сахалинского бассейна невелика — редко превышает 40 м. Глубина зеркала грунтовых вод на водоразделах преимущественно 6-12 м, в долинах рек она составляет доли метра. Дебит скважин, вскрывших грунтовые воды, составляет 1-5 л/с, удельный дебит — 0,1-2 л/с. Воды пресные с минерализацией 0,1—0,5 г/дм<sup>3</sup>, гидрокарбонатные натриевые, хорошего качества. В прибрежных частях минерализация воды возрастает до 1 г/дм<sup>3</sup> и более, состав воды хлоридный натриевый. Воды эксплуатируются для водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий.

Напорные воды вскрыты многочисленными скважинами в водоносных комплексах верхнего, среднего и реже - нижнего гидрогеологических ярусов. Водоносные комплексы верхнего гидрогеологического яруса характеризуются неповсеместным распространением

и небольшой мощностью глинистых водоупоров, это обуславливает питание подземных вод перечисленных комплексов на водораздельных участках, разгрузку в долинах рек и прибрежных участках.

Областями питания нижних водоносных комплексов являются Энгизпал-Вагисская, Оссой-Вальская, Гыргыланьская – гряды, Дагинское низкогорное сооружение, северные окончания Набильского и Луньского хребтов, Армуданское поднятие, где песчано-глинистые породы, слагающие водоносные комплексы, выходят на поверхность на отметках 100-400 м. Максимальная отметка статического уровня (130 м) установлена в пределах Гыргыланьинского и Оссой-Вальского поднятий. В прибрежной части положение уровня обычно не превышает 10-15 м.

Разгрузка осуществляется преимущественно в сводовой части многочисленных структурных поднятий, сильно нарушенных разломами и трещиноватостью, путем перетока вод в вышележащие водоносные комплексы, иногда в виде рассредоточенных минеральных термальных источников с дебитом до 3 л/с.

Дебит скважин, вскрывших артезианские воды, обычно не превышает 1 л/с, при самоизливе достигая 10 л/с. Удельный дебит изменяется от 0,0001 до 1,8 л/с. В областях напора многие скважины самоизливаются с дебитом 0,01-5 л/с.

Фундамент бассейна, представленный верхнемеловыми (?) вулканогенно-осадочными сильно литифицированными образованиями, вскрыт единичными скважинами на глубинах 1,5-3 тыс. м в западной (в районе поселке Рыбновск) и восточной (в г. Охе) частях бассейна. Породы фундамента слабо трещиноваты и слабо обводнены. Дебит скважин, вскрывших верхнемеловые (?) отложения, не превышает 0,01 л/с при понижении уровней более чем на 500 м.

Наиболее пестрым химическим составом отличаются приповерхностные грунтовые воды, залегающие выше местного базиса эрозии. В них установлен переход от гидрокарбонатных и смешанных по катионам пресных вод с минерализацией 0,1-0,5 г/дм<sup>3</sup>, приуроченных к возвышенным или удаленным от моря участкам (типичные воды выщелачивания), к гидрокарбонатно-хлоридным натриевым слабосоленоватым водам с минерализацией 1-2 г/дм<sup>3</sup> прибрежных зон, находящихся под влиянием морских вод и вод подстилающих горизонтов.

*Пресные воды* с минерализацией до 1 г/дм<sup>3</sup> приурочены к верхнему гидрогеологическому ярусу, где преобладают условия свободного водообмена. Неглубокое залегание этих вод (первые десятки метров) наблюдается вдоль морского побережья на участках развития глинистых пород вблизи земной поверхности. В локальных очагах разгрузки подземных вод глубоких горизонтов – в приразломных зонах и в сводах большинства антиклиналей – пресные во-

ды охватывают лишь верхнюю часть плиоценовых образований (100-200 м) или почти отсутствуют в разрезе. Максимальных значений (1,5-2,0 км) глубина подошвы зоны пресных вод достигает в депрессионных зонах сухопутной части района.

Подземные пресные воды, залегающие ниже базиса эрозии, характеризуются более однородным составом, чем грунтовые. В преобладающем большинстве они относятся к гидрокарбонатным натриевым. Содержание сульфатов в них не превышает 10-20 мг/дм<sup>3</sup>. Газонасыщенность подземных пресных вод обычно низкая. Они относятся к нейтральным или слабощелочным (рН=6,7-7,3), по степени жесткости – мягкие (общая жесткость 0,1-1,0 мг-экв/л).

Пресные воды комплекса являются надежным источником водоснабжения для местной инфраструктуры при соответствующей их водоподготовке.

*Солоноватые воды* с минерализацией 1-10 г/дм<sup>3</sup> залегают преимущественно в отложениях второго от поверхности водоносного яруса, охваченных инфильтрационным водообменом. На начальных путях нисходящего стока в разрезе преобладают слабосоленоватые воды (1-3 г/дм<sup>3</sup>), а в очагах разгрузки распространены сильносоленоватые воды (3-10 г/дм<sup>3</sup>). На песчаных косах морского побережья солоноватые воды встречаются вблизи дневной поверхности, а в синклиналильных зонах они могут залегать на глубине 3 км и более.

Состав слабосоленоватых вод гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. В этих водах содержание сульфатов обычно не превышает 20-30 мг/дм<sup>3</sup>. Сильносоленоватые воды содержат больше хлоридов и характеризуются обычно гидрокарбонатно-хлоридным натриевым составом. В них наблюдается повышение сульфатов до 40-50 мг/дм<sup>3</sup>. Увеличивается газонасыщенность этих вод, а упругость растворенного в воде газа приближается к величине пластового давления. Состав этих газов в основном метаново-азотный или азотно-метановый.

*Соленые воды* с минерализацией 10-20 г/дм<sup>3</sup> и более на территории района распространены в отложениях нижнего гидрогеологического яруса. Наиболее типичным для них является хлоридный натриевый состав. Иногда они обогащены специфическими компонентами, в частности, йодом. Среднее содержание сульфатов в соленых водах составляет 30-50 мг/дм<sup>3</sup>. Состав водорастворенных газов метановый, реже - углекисло-метановый.

*Минеральные воды.* Преобладающим типом минеральных вод на Сахалине являются азотные с минерализацией более 1 г/дм<sup>3</sup> с температурой свыше 20<sup>0</sup> С без специфических свойств и компонентов и йодо-бромные воды. Первые представлены хорошо изученным Дагинским месторождением [Завадский, 1991], на базе которого осуществляется санаторно-курортное лечение. Йодо-бромные воды вскрыты глубокими скважинами при геологоразведочных работах на нефть. Воды имеют минерализацию от 10 до 33 г/дм<sup>3</sup> с содержанием брома 0,021-0,111, йода 0,014-0,074 г/дм<sup>3</sup>.

*Промышленные воды* (йод, бром, бор), встречающиеся в Северо-Сахалинском артезианском бассейне [Соловьева, 2007], приурочены к территориям с установленной нефтегазонасностью или перспективным на нефть и газ. Зоны только промышленных концентраций йода приурочены к подземным водам с минерализацией 20-28,3 г/дм<sup>3</sup> и характеризуются замедленными условиями водообмена. Средние концентрации йода составляют 27,5-54,0 мг/дм<sup>3</sup>.

Для водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий в Северо-Сахалинском артезианском бассейне наибольший интерес представляют водоносные подразделения, развитые в плейстоценовых и плиоцен-эоплейстоценовых отложениях. Водоносный комплекс, приуроченный к отложениям нутовской свиты, с поверхности до глубины 200-250 м является основным источником водоснабжения. В меньшей степени для водоснабжения используются подземные воды, приуроченные к нижне-среднемиоценовым отложениям дагинской свиты [Прядко, 1985; Соловьева, 2007]. Подземные воды в нижележащих водоносных комплексах, содержащих часто солоноватые и соленые воды, могут быть использованы для бальнеологических и промышленных целей.

К водоносному комплексу песчаных отложений нутовской свиты приурочено 80% утвержденных запасов пресных подземных вод для водоснабжения Охинского и Ногликского районов. Этот комплекс эксплуатируется одиночными скважинами для водоснабжения небольших поселков или жилых комплексов при буровых. Разведаны запасы подземных вод для централизованного водоснабжения г. Охи [Прядко, 1985] в объеме 10,0 тыс. м<sup>3</sup>/сутки. На других разведанных участках запасы питьевых подземных вод не превышают 200 м<sup>3</sup>/сутки.

**Субмаринная зона (VII-О) Северо-Сахалинского артезианского бассейна** сложена отложениями эоцен-голоценового субмаринного терригенного водоносного комплекса. В вертикальном разрезе этого комплекса и по латерали от береговых линий к наиболее погруженным участкам впадин наблюдается фаціальное замещение гравийно-галечных отложений разнотельными песками, алевролитами, кремнистыми осадками. Кремнистые осадки накапливаются в открытых частях морских бассейнов на глубинах более 200 м.

Субмаринной зоне Северо-Сахалинского артезианского бассейна соответствует инфильтрационная водонапорная система, обнаженная в субэкральной его части на суше острова Сахалин. Кайнозойский осадочный чехол субмаринной зоны гидрогеологами-нефтяниками расчленен на пять водоносных комплексов, представленных литолого-стратиграфическими толщами с однородными водными свойствами. Эти комплексы различаются строением резервуаров, фильтрационными характеристиками пород, соленостью вод и гидродинамическим режимом [Равдоникас, 1996; Завадский, 1991].

Мощность и глубина залегания кровли отложений, слагающих водоносные комплексы, существенно изменяются по площади, отражая структурные условия и приобретая максимальные значения в Байкало-Чайвинском мегапрогибе (8-9 км) и минимальные - в пределах Шмидтовского мегаподнятия (первые десятки метров). В той или иной мере изучены верхние три гидрогеологических комплекса. Суммарная мощность последних увеличивается по направлению к осевой линии мегапрогиба в связи с возрастанием общей мощности осадочного покрова.

*Первый* от поверхности водоносный комплекс представлен преимущественно рыхлыми песчаными образованиями плиоцена и квартера, содержащими, редкие не выдержанные по площади слои глин. Наибольшее развитие он находит в Байкало-Чайвинском мегапрогибе, где максимальная мощность его превышает 2 км. Водоносными являются пласты разнозернистых песков и алевритов с подчиненными прослоями гравийных галечников и глин. Глины образуют редкие и маломощные (первые метры) пласты и линзы. По латерали и вниз по разрезу песчано-алевритистые разности замещаются диатомовыми глинами и глинистыми алевритами (помырский горизонт).

*Второй* водоносный комплекс представлен верхнемиоценовыми отложениями средненутовской подсвиты, сложенной прибрежно-морскими терригенными осадками с преобладанием глин и алевритов. В разрезе комплекса отдельные слои песков и песчаников, глин и алевритов прослеживаются по простиранию на значительные расстояния, играя роль хороших маркирующих горизонтов. На склонах Байкало-Чайвинского мегапрогиба они погружаются на глубину 2-4 км, где они перекрыты мощной толщей рыхлых образований помырского горизонта. Глубина залегания кровли отложений второго комплекса изменяется в интервале глубин 500-1500 м, увеличиваясь в восточном направлении. Водоносными являются пласты слабоуплотненных преимущественно мелкозернистых песков и песчаников, мощностью от 10 до 40 м, а водоупорами служат слои алевритов, слабоуплотненных аргиллитов и глин, мощность которых в основании комплекса достигает 60 м. Данный комплекс относится к регионально проводящей толще, песчаные породы которого плохо отсортированы и обогащены алевритовыми частицами.

*Третий* водоносный комплекс сложен глинисто-песчаными (с преобладанием глин) отложениями нижненутовского подгоризонта и глинами окобыкайского горизонта общей мощностью до 2000 м. Его отложения обнажаются в ядре Горомайской антиклинали (на суше) и погружаются на глубину 4-6 км и более в Байкало-Чайвинском мегапрогибе. Водоносными породами являются мелкозернистые и глинистые песчаники и пески нижненутовской подсвиты. Мощность проницаемых пластов в районе Гаромайского участка составляет 5-25, реже 30-60 м. Мощность водоупорных глинистых разделов в основном от 50 до 100 м, реже 5-15 м. В



глинистой толще окобыкайской свиты встречаются воды спорадического распространения, приуроченные к маломощным (от 0,5 до 2-3 м) прослоям и линзам песчаника, песка и гравия. Данный комплекс является регионально водоупорной толщей, глинистые породы которого, особенно по мере продвижения в субаквальную часть артезианского бассейна, отличаются лучшими флюидоупорными качествами. А на больших глубинах мощная толща окобыкайских глин рассматривается как абсолютный флюидоупор.

#### Литкинский (VIII-O<sub>1</sub>) и Устьямурский (IX-O)

##### субмаринные гидрогеологические районы (артезианские склоны)

Приматериковая часть поверхности шельфа, размещается к западу от Северо-Сахалинского артезианского бассейна, представляет собой выровненную абразионно-аккумулятивную равнину, осложненную различными мезо- и микроформами рельефа. В районах, примыкающих к крупным депрессиям и к Северо-Сахалинской равнине, развиты обширные мелководные участки дна, сложенные песчано-алевритовыми осадками. Под слоем современных донных осадков фиксируются плейстоценовые континентальные отложения и погребенные речные долины. В разрезе осадочного чехла на шельфе выделяются несколько толщ трансгрессивного и регрессивного характера.

До глубины моря 100 м развиваются терригенные осадки разного гранулометрического состава (гравийно-галечные, разнозернистые пески, смешанные осадки от алевритовых песков до миктитов), формируемые за счет размыва берегов и выноса обломочного материала реками. Более глубоководная часть акватории заполнена крупными и мелкими алевритами, переходящими в пелитовые алевриты, имеющие площадное распространение. По гидрогеологическим характеристикам этих образований Литкинский и Устьямурский районы мало отличаются от территорий субмаринной зоны Северо-Сахалинского артезианского бассейна.

#### Дерюгинский (X-O) и Охотско-Шантарский (XI-O)

##### субмаринные артезианские бассейны

Северо-восточнее кайнозойского Северо-Сахалинского осадочного бассейна расположен рифтогенный Дерюгинский осадочный бассейн с субокеаническим типом коры в его центральной части, в границах которого выделяется одноименный субмаринный артезианский бассейн.

По данным сейсмических исследований [Литвинова и др., 20...], донеоплейстоценовая часть разреза кайнозойского чехла Дерюгинского осадочного бассейна представлена последовательностью пяти стратифицированных комплексов, сформировавшихся в интервале вре-

мени от эоцена по эоплейстоцен. Литологический состав и гидрогеологические характеристики их не известны. Верхний из этих комплексов – верхнеплиоценовый-эоплейстоценовый – коррелируется с помырско-дерюгинским комплексом Северо-Сахалинского бассейна, залегающим с перерывом и отчетливым несогласием на более древних образованиях и занимающим около 90 % площади акватории. Распространение этого горизонта предполагается на внешнем шельфе и склоне Дерюгинской впадины, где его мощность, по сейсмическим данным, достигает 2,5 км. Он сложен здесь морскими песчано-глинистыми породами. В скважинах Даги-море 1 и 2, пробуренных за пределами Дерюгинского бассейна в Восточно-Сахалинском мегапрогибе, разрез дерюгинского горизонта представлен прибрежно-морскими песками с гравийно-галечными и глинистыми прослоями, видимой мощностью 300-400 м. В Дерюгинском бассейне мощность отложений, отвечающих этому горизонту, достигает 900 м в мульдах прогибов.

Предполагается, что глубоководная часть бассейна заполнена крупными и мелкими алевритами, переходящими в пелитовые алевриты и кремнистые образования.

Охото-Шантарский субмаринный артезианский бассейн располагается в северо-западной части территории листа N-54. Здесь на Удско-Шантарском и Ульбанском гидрогеологических массивах Амуро-Охотской складчатой гидрогеологической области формируется эоцено-голоценовый субмаринный терригенный водоносный комплекс второго (верхнего) гидрогеологического этажа. В вертикальном разрезе этого комплекса и по латерали от береговой линии к впадинам фациально замещают друг друга гравийно-галечные отложения, разнозернистые пески, алевриты и кремнистые осадки. Последние накапливаются в центральной части артезианского бассейна на глубинах более 200 м.

Данные о гидрогеологических характеристиках осадочных чехлов Дерюгинского и Охото-Шантарского артезианских бассейнов отсутствуют, что связано с их слабой изученностью (только геофизическими методами). Можно предполагать, что по гидрогеологическим условиям они близки друг другу и субмаринной зоне Северо-Сахалинского артезианского бассейна.

#### Пришантарский (XII-О) и Охотско-Северосахалинский (XIII-О) субмаринные гидрогеологические районы (артезианские склоны)

Эти районы обрамляют Охото-Шантарский субмаринный артезианский бассейн с запада и юго-востока.

Верхненутовский верхнемиоценовый-нижнеплиоценовый комплексы, отложений, распространенные в пределах артезианских склонов, по геофизическим характеристикам и, вероятно, составу схожи с вскрытыми скважиной Магаданская-1 (севернее рассматриваемой пло-

щади). Здесь выделяются уплотненные диатомиты и диатомовые глины с редкими прослоями туфодиатомитов и опоковидных алевролитов. По всему разрезу отмечается углефицированный растительный детрит и постоянное присутствие пирокластического материала. Вблизи побережья состав отложений песчано-глинистый. Мощность комплекса колеблется от 0 м на поднятиях до 800 м в прогибах.

Общим для всех гидрогеологических подразделений шельфа в акватории Охотского моря являются условия формирования состава подземных вод. Они обусловлены захоронением морских хлоридных натриевых вод в толще горных пород в процессе осадконакопления (седиментационные подземные воды). Этому способствует терригенно-осадочный состав кайнозойских отложений. Под осадочным чехлом развиты водоносные зоны трещиноватости пород разновозрастных складчатых комплексов. Неотектоническая активность региона, способствует формированию разломов в голоцене и плейстоцене и обновлению разломов, заложенных на ранних этапах геологического развития территории.

Минерализация современных морских вод находится в пределах  $30 - 34,4 \text{ г/дм}^3$ , что позволяет предполагать такую же минерализацию подземных вод в разрезах эоцен-голоценовых субмаринных терригенных водоносных комплексов артезианских бассейнов и их склонов.

### ***Выводы***

Гидрогеологические складчатые области нижнего гидрогеологического этажа Приамурского (Амуро-Охотская, Сихотэ-Алинская) и Охотоморского (Сахалинская) гидрогеологических регионов характеризуются примерно одинаковыми условиями формирования и накопления подземных вод в породах гидрогеологических массивов.

Подземные воды гидрогеологических массивов концентрируются в маломощном слое четвертичных отложений, преимущественно в долинах рек, в верхней трещиноватой зоне разновозрастных осадочных и вулканогенных пород складчатых комплексов и в интрузивных породах, а также в зонах повышенной трещиноватости, сопровождающих тектонические нарушения. В пределах Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской гидрогеологических складчатых областей наиболее перспективными для централизованного питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения являются подземные воды водоносного горизонта в аллювиальных отложениях, а также трещинно-жильные воды зон тектонических нарушений.

Основные ресурсы подземных вод верхнего гидрогеологического этажа материковой суши рассматриваемой территории связаны с субэральными артезианскими бассейнами межгорных впадин, вулканогенными гидрогеологическими бассейнами и вулcano-плутоническим гидрогеологическим массивом. Наиболее перспективны для организации водоснабжения во-

доносные горизонты межгорных впадин, речных долин и базальтовых плато, а также зоны трещиноватости в эффузивных и интрузивных породах.

Для субэаральной части Северо-Сахалинского артезианского бассейна безусловным критерием выделения площадей, благоприятных для локализации питьевых подземных вод гидрогеологических структур, являются области развития песчаных образований - верхнеплиоцен-эоплейстоценового и верхнемиоцен-плиоценового водоносных комплексов в центральных частях синклиналильных и крыльях антиклинальных структур.

Общим для всех субмаринных гидрогеологических подразделений (артезианских бассейнов и артезианских склонов) Охотоморской неоплатформенной плиты являются условия формирования состава подземных вод. Они обусловлены захоронением соленых морских хлоридных натриевых вод в толщах горных пород кайнозойского чехла неоплатформенной плиты в процессе осадконакопления.

Минеральные подземные воды материковой и островной суши относятся к азотным термальным водам и холодным водам со специфическими компонентами. Йодо-бромные подземные воды в Северо-Сахалинском артезианском бассейне вскрываются глубокими скважинами на нефть и в пределах суши, и на шельфе. Промышленные воды приурочены к перспективным на нефть и газ участкам неоплатформенной плиты.

## 9. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

### Материковая суша и о. Сахалин (Островная суша)

Для оценки эколого-геологической обстановки территории листа использованы материалы дистанционного зондирования, данные по геоморфологическим, геохимическим, геоэкологическим исследованиям листов ГК-1000 000 (m54); ГК-200 000 Сахалинской и Дальневосточной серии (N-54-XVII; N-54-XXI; N-54-XXII, XXIII; N-54-XXIV; N-54-XXVII; N-54-XXXII; N-54-XXXIII), сведения из официальных источников за предшествующие годы: Доклад о состоянии и об охране окружающей среды Сахалинской области в 2012 году; Доклад об экологической ситуации в Сахалинской области в 2013 году; Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды Хабаровского края в 2013 году, а также данные, полученные при составлении геоэкологической карты Хабаровского края и ЕАО масштаба 1:1 000 000, под редакцией Шарова.

По ряду природных компонентов – рельефу, микроклимату, литогенной основе, поверхностным и грунтовым водам, растительному и почвенному покрову – на территории листа выделены природные ландшафты горной тайги и широколиственных лесов средне- и низкогогорий, холмогорий, межгорных впадин, речных долин и морских террас. Краткая характеристика их приводится в экспликации к схеме эколого-геологических условий.

Экологическое состояние геологической среды (ГС) в основном зависит от двух факторов: природного, в ряде случаев оказывающего негативное влияние на ГС, и техногенного, обусловленного хозяйственной деятельностью человека.

Экзогенные геологические процессы (ЭГП) влияющие на экологическое состояние среды и проявленные на территории листа, типичны для Дальневосточного региона. В горных ландшафтах это осыпи, курумы, оползни и обвалы, последние особенно частые на северо-восточных крутых склонах морского побережья. В межгорных впадинах – Удыль-Кизинской и Орельской, на западном побережье Сахалина, а также в пойме и низких террасах крупных и средних рек, морском побережье широко проявлено заболачивание, распространены термокарстовые западины и бугры пучения. В долине р. Амур, по берегам озер Чля и Орель наблюдаются участки интенсивной боковой эрозии. Береговая линия п-ова Шмидта и северной части материковой суши подвержены морской абразии.

На р. Амур, в районах Чаятынского и Николаевского пережимов, во время весенних половодий, образуются ледяные заторы, приводящие к сильному подъему уровня воды. Из-за позднего освобождения от воды на поймах задерживается созревание трав, и смещаются сроки сенозаготовок. В дождливое время года на реках района бывает по несколько обычных или

катастрофических паводков. За период май-август 2013 г. на западе Приамурья выпала годовая норма осадков, в результате чего в июле-сентябре в бассейне Амура произошло катастрофическое наводнение, по своим масштабам и последствиям значительно превосходящее происходившие здесь ранее. Наводнение охватило практически весь Амур — от г. Благовещенска до устья — протяженностью более 1 900 км, причем на Нижнем Амуре повсеместно наблюдались рекордные отметки уровня воды, на 1,5–2,1 метра превосходящие предыдущие исторические максимумы. Такая гидрологическая ситуация наблюдалась впервые за весь, более чем столетний, период наблюдений.

Сейсмичность территории неоднородна. Согласно сеймотектоническим данным [Борков В.А, Коковкин А.А], в пределах материковой суши листа очаги землетрясений характеризуются магнитудами (М) 2,5–3,5 и наблюдаются в прибрежной части заливов Екатерины, Александры, Николая, Счастья; в долине р. Амур и Орельской впадине, в устье р. Тыми. Остальная территория считается практически асейсмичной, так как в ее пределах очаги землетрясений наблюдаются редко, а магнитуда их не превышает 1,3–1,8. Остров Сахалин характеризуется высокой сейсмичностью, обусловленной его местоположением на стыке Североамериканской и Евразийской литосферных плит, очаги землетрясений характеризуются магнитудами свыше 4 (5–6) [Борков В.А, Коковкин А.А]. По шкале MSK-64 (ОСР-97), вся изучаемая площадь о. Сахалин отнесена к 8–9 бальной интенсивности землетрясений, на фоне которых, в восточной части островной суши, выделяются зоны неотектонических разломов с возможным повышенным проявлением силы землетрясений на 1–2 балла. Вероятно, к ним был приурочен очаг катастрофического Нефтегорского землетрясения 1995 г, самого разрушительного из известных на территории России. В результате поселок городского типа Нефтегорск был полностью разрушен. Погибло около 2040 человек из общего населения в 3197 человек.

Река Амур является пограничной для распространения ареалов многолетнемерзлых пород. На более 50% площади западнее р. Амур наблюдается островное и редкоостровное распространение многолетнемерзлых пород. На правобережье р. Амур до Амурского лимана, на побережье Сахалинского залива и на Сахалине мерзлота отсутствует.

Природные геохимические аномалии на территории листа оказывают незначительное влияние на загрязнение почв, подземных и поверхностных вод. В моноэлементных аномалиях Ag, Ni, Cu, Mo, Sn, Ge допустимая степень загрязнения ( $Z_c < 16$ ) и содержания, не превышающие предельно допустимые концентрации (ПДК). Только аномалии фосфорита в междуречье Аскасай-Эвай - 1,25 ПДК. Полиэлементные аномалии представлены более узким спектром природных химических загрязнителей (Pb, Zn, Cu) 2–3 классов опасности, сосредоточенными в южной части материковой суши в окрестностях Удиль-Кизинской впадины и на левобережье р. Амур. Ореолы с допустимым ( $Z_c < 16$ ) показателем загрязнения, не превышающим

ПДК. Общий породный радиационный фон находится в пределах 8–25 мкР/ч и является вполне благополучным.

Большинство природных ландшафтов в той или иной степени затронуто техногенным воздействием. Наиболее интенсивно оно проявлено на равнинах и на денудационном холмогорье, издавна осваиваемых человеком. Приоритетными видами промышленной и хозяйственной деятельности на территории листа являются золотодобывающая, газо-нефтедобывающая и лесодобывающая отрасли, в меньшей степени развит рыбный промысел. Сельское хозяйство в регионах развивается крайне слабо. Предприятия данной отрасли испытывают достаточно много сложностей, которые связаны, в первую очередь, с неблагоприятными природно-климатическими условиями. По характеру техногенеза в пределах ландшафтных подразделений листа выделены следующие природно-техногенные комплексы (ПТК): лесохозяйственные, горнотехнические, инженерно-строительные.

Лесохозяйственные ПТК имеют в целом не значительное развитие, но нарастание темпов освоения лесных ресурсов низкогорий, приводит к определенным нарушениям геологической среды (ГС). Заготовка и переработка древесины, осуществляется преимущественно в Николаевском и Ульчском районах. Промышленная вырубка лесов на участках, обустройство лесовозных дорог могут привести к формированию или активизации врезов в склонах, промоин, а на относительно выровненных участках – к частичному заболачиванию. В то же время лесопромышленные работы оказывают и положительное воздействие на окружающую среду, вырубка перестойных, захламленных валежником участков леса, являющихся питательной средой для лесных пожаров. Лесовозные дороги служат хорошими разделительными полосами в случае возникновения лесных пожаров. Помимо промышленной заготовки древесины, вырубка леса осуществляется при работах по геологическому изучению недр, разработке месторождений полезных ископаемых, строительству горнодобывающих и нефтедобывающих предприятий, гидротехнических сооружений, линий электропередач, линий связи, дорог, трубопроводов и других объектов. Для восстановления лесного покрова осуществляются мероприятия по содействию естественному лесовосстановлению методом сохранения жизнеспособного подроста и молодняка хозяйственно ценных пород. Воспроизводство лесов происходит довольно быстро, за 5-15 лет (в последовательности: ольха, береза, лиственница, ель и пихта).

Леса на территории листа повсеместно характеризуются высокой степенью пожарной опасности, обусловленной преобладанием в них хвойных древостоев. В случаях лесных пожаров происходит обеднение или уничтожение природного разнообразия лесных экосистем, разрушение или трансформация среды обитания животных, птиц и растений. Наибольшие площади горельники наблюдаются в долине р. Амур, в окрестностях Орельской впадины у п.

Чайво (восточное побережье о. Сахалин), где лес практически полностью уничтожен огнем, и местами в значительной степени поврежден почвенно-растительный слой, что может способствовать усилению процессов морозного пучения грунта, развитию эрозии или термокарста. На территории Хабаровского края анализ лесных пожаров показал, что примерно 70% всех возгораний происходит от антропогенных источников огня, в основном по вине человека. Основные причины пожаров на Сахалине – грозовые разряды (45%) и человеческий фактор (32%) (2012). Мероприятия по охране лесов на территории листа, в т.ч. тушение лесных пожаров, осложняются горным рельефом местности, высокой природной горимостью лесов, сильными ветрами и слаборазвитой транспортной сетью. В целях обеспечения пожарной безопасности, в определенные периоды, на территориях административных районов вводятся ограничения пребывания граждан в лесах.

Наиболее значительные техногенные нагрузки приходятся на горнотехнические ПТК, связанные с добычей золота, нефти и газа.

Добыча рудного золота осуществляется на месторождениях Многовершинное и Белая гора. Отработка ведется преимущественно открытым способом, глубокие горизонты отрабатываются подземными выработками (м-е Многовершинное). Основное техногенное влияние на ГС заключается в механическом нарушении первичных ландшафтов карьерами, вспомогательными горными выработками, многочисленными отвалами, объектами инфраструктуры (обогащительные фабрики, хвостохранилища, котельни, административные корпуса, склады ГСМ и т.д.). Химическое воздействие состоит в загрязнении почв и поверхностных водотоков элементами, выносимыми из породных отвалов, рудных складов, хвостохранилища.

По наблюдениям Липиной [Автореферат диссертации Л] в районе п. Многовершинный наибольшая суммарная концентрация твердых металлов (Zс 64–128) наблюдается в районах карьеров, обогащательной фабрики и хвостохранилища. Установлено, что максимальное загрязнение превосходящее фон на 2–3 порядка характерно для почв тех участков, которые находятся вблизи горного объекта. В окрестностях горно-перерабатывающего предприятия формируются почвенно-геохимические аномалии с избыточным содержанием тяжелых металлов (Zс 32–64). По результатам исследования шахтных вод установлены превышения концентраций взвешенных веществ, сульфатов, меди, железа, цинка, нефтепродуктов, марганца по отношению к ПДК рыбохозяйственных водных объектов. Значительный вклад в загрязнение поверхностных вод вносит неорганизованный сброс с территории производственных площадок предприятия, в их стоках превышение ПДК наблюдается по взвешенным веществам, нефтепродуктам, тяжелым металлам (железу, меди, цинку, марганцу, свинцу) и фенолу. Анализ данных показывает, что содержание хлоридов в дренажных водах превышает их содержание в пробах, отобранных выше хвостохранилища в 61 раз, а в пробах воды, отобран-



ных в ручье ниже хвостохранилища – в 10 раз, что свидетельствует о значительном перерасходе гипохлорита кальция, применяемого для обезвреживания цианидных стоков [Автореферат диссертации Л].

Воздушная среда в районе месторождений загрязнена веществами, образующимися при взрывах, работе двигателей внутреннего сгорания, пылении отвалов и карьерных дорог, сжигании топлива в котельных. Существенно шумовое влияние на атмосферу взрывами и работающей техникой.

Техногенное воздействие, связанное с добычей россыпного золота, особенно интенсивно проявлено в Покровско-Троицком, Херпучинском и Бекчи-Улском золоторудно-россыпных узлах. В долинах водотоков здесь полностью уничтожен первичный ландшафт. Нарушены почвенный и растительный покров, изменены русла рек, сформирован техногенный рельеф, представляющий собой хаотическое нагромождение отвалов галечников и замкнутых, нередко заполненных водой, котлованов. Рекультивация нарушенных земель в пределах полигонов проводилась не всегда. Наблюдения за старыми старательскими полигонами показывают, что восстановление первичных ландшафтов (растительный покров, сглаживание микроформ (техногенного) рельефа) происходит довольно быстро, за 20–30 лет после прекращения эксплуатационных работ.

На восточном побережье Сахалина и шельфе эксплуатируется около 30 месторождений углеводородного сырья. Наиболее крупные из них: Одопту-море и Чайво на шельфе, Волчанка, Тунгор, Паромай (нефть и газ); Центральная Оха, Эхаби (нефть); Усть-Эвай (газ). Сопутствующей инфраструктурой являются буровые площадки, рабочие поселки, дороги, трубопроводы, имеющие протяженность практически по всему Сахалину. Нефть и газ с шельфовых месторождений поступают на береговой комплекс подготовки (БКП) Чайво, а затем после обработки - по трубопроводу, пересекающему о. Сахалин, Амурский лиман, к экспортному терминалу Де-Кастри, находящемуся в Хабаровском крае.

Влияние на окружающую среду нефтепромыслов выражается в следующем [лист М-54]: вероятность попадания нефтепродуктов на поверхность земли и в поверхностные воды в местах добычи и транспортировки в результате аварийных разливов; выбросы в атмосферу сопутствующих газов; деформация земной толщи в пределах нефте-газоносных структур; активизация старых и проявление новых экзогенных процессов в зоне прохождения трассы трубопроводов.

Ведущими ЭГП на буровых площадках, коридорах трубопроводов, дорогах, насыпях различного назначения является формирование промоин и суффозия грунтов. Степень пораженности отдельных объектов процессами эрозии составляет не более 5% от их общей площади.

Активизация эрозионных процессов отмечается в периоды интенсивного таяния снежного покрова и ливневых осадков. В засушливые периоды их развитие практически не происходит.

С целью предотвращения аварийных ситуаций, приводящих к ухудшению геоэкологической обстановки предпринимается ряд технических и организационных мероприятий. На трассах нефте- и газопроводов, промышленных объектах, в районах расположения скважин осуществляется регулярный мониторинг состояния недр и окружающей среды.

Для поддержания пластового давления во избежание деформации геологического массива часть газа закачивается обратно в пласт.

Существенные техногенные нагрузки на ГС создают наиболее крупные населенные пункты и относительно густо населенные районы: г. Николаевск-на-Амуре и Николаевский район, г. Оха и Охинский район, с. Богородское.

Уровень загрязнения воздуха в г. Николаевске-на-Амуре сравнительно низкий. Основными источниками загрязнения атмосферного воздуха котельные, ТЭЦ, автотранспорт. По данным на 2013 г. [хаб и сах--доклад] загрязнение взвешенными веществами составляет 1,3 ПДК, диоксида азота 1,5 ПДК, диоксид серы 1 ПДК, БП 0,7 ПДК. Основные источники загрязнения атмосферы г. Охи предприятия нефтяной и газовой промышленности, ТЭЦ. За пятилетний период количество выбросов вредных веществ в атмосферу уменьшилось примерно на 4 %. Концентрации диоксида серы - 1,4 ПДК, взвешенных веществ, оксида углерода, специфических примесей не превышают ПДК.

Контроль за гидрохимическим режимом поверхностных вод в населенных территориях осуществляют централизованные гидрохимические пункты наблюдений: на р. Амур - в районе г. Николаевск-на-Амуре и с. Богородское; на р. Иска в районе с. Власьево (залив Счастья); р. Левый Ул ниже п. Многовершинный. На Сахалине наблюдения за качеством поверхностных вод проводятся на восточном побережье в 4 пунктах: р. Охинка (город Оха); р. Бирюкан (село Восточное); р. Эрри (село Тунгор); р. Вал (село Вал).

Река Амур испытывает большую антропогенную нагрузку. Основными виновниками загрязнения ее вод являются береговые объекты речного флота, золотодобывающие промышленные предприятия, объекты коммунального хозяйства. Сброс нормативно-чистых сточных вод в бассейне р. Амур увеличился на 2,9% по сравнению с 2012 г. В последние годы, по данным гидрохимических наблюдений, прослеживается улучшение качества воды в р. Амур. Удельный комбинаторный индекс загрязненности воды (УКИЗВ) равен 2,83 (г. Николаевск-на-Амуре) и 2,89 (с. Богородское), что по классификации качества воды по степени ее загрязненности соответствует 3 классу – «загрязненная». Для данного участка реки в целом характерен средний уровень загрязненности соединениями железа общего, меди, низкий уровень загрязненности органическими веществами (ХПК и БПК<sub>5</sub>), соединениями азота, цинка, нике-

ля, нефтепродуктов. Уровень загрязненности марганцем выделен в критический показатель. В районе с. Богородское, на химический состав реки Амур в основном, оказывает влияние природный фактор и транзит загрязнения от г. Комсомольска-на-Амуре. Наводнение на р. Амур в конце августа 2013 г. не повлияло на качество воды в силу промытости почвенного слоя.

Река Иска «слабо загрязненная», УКИЗВ снизился с 2,15 в 2012 г. до 1,98 в 2013 г. Преобладает средний уровень загрязненности железом общим, соединениями меди и низкий уровень загрязненности по БПК<sub>5</sub>, ХПК и азоту аммонийному.

Химический состав воды р. Левый Ул, формировался под влиянием стоков ОАО «Многовершинное» и жилмассива. По качеству вода, «загрязненная». За 2012–13 гг. уменьшились среднегодовые концентрации марганца с 12,6 ПДК до 11,0 ПДК, меди — с 2,8 ПДК до 1,3 ПДК. В воде наблюдается средний уровень загрязненности соединениями железа общего, азота аммонийного, по остальным учтенным показателям низкий уровень.

Наиболее загрязненной рекой остается р. Охинка, основными источниками загрязнения водотока являются нефтедобывающие предприятия и ТЭЦ. Критическими показателями являются кислород, азот нитритный, железо общее, нефтепродукты. В 2013 году отмечено 12 случаев экстремально высокого загрязнения нефтепродуктами от 94 до 378 ПДК. Среднее содержание азота нитритного возросло до 9,5 ПДК - отмечен один случай экстремально высокого загрязнения азотом нитритным 66 ПДК. Причины загрязнения - отсутствие необходимых очистных сооружений, неудовлетворительная работа имеющихся, а также открытая система нефтесбора, потери нефти при транспортировке. Несколько ухудшилось качество воды р. Бирюкан, основными критическими показателями являются железо общее 10,1 ПДК, цинк 6,4 ПДК, среднее содержание соединений меди - до 3,7 ПДК, азота нитритного - до 1,7 ПДК(ХПК) - до 2,3 ПДК; БПК<sub>5</sub> - 0,7 ПДК. Средние величины никеля, марганца, нефтепродуктов не превышали норму [Доклад Сах 2013].

Воды рек Эрри и Вал относятся к 3 классу - «загрязненная». Среднее содержание железа до 6,9 ПДК, соединений меди - до 5,9 ПДК. Возросли среднегодовые концентрации цинка, марганца до 1,1 ПДК, азота нитритного - до 1,2 ПДК. Загрязнение легкоокисляемыми веществами невысокое (ХПК - 1,4 ПДК, БПК<sub>5</sub> - 0,7 ПДК). Средние концентрации никеля, фенолов, нефтепродуктов не превышали норму.

Загрязненность соединениями марганца, железа общего и соединениями меди характерна, практически, для всех водных объектов и имеет средний уровень загрязненности по кратности превышения ПДК. Появление их там, где нет организованного сброса сточных вод, обусловлено природным фактором. Загрязнение водных объектов азотом аммонийным и органическими веществами в больших количествах обусловлено сбросом коммунально-бытовых

сточных вод, неорганизованными хозяйственными стоками и стоками сельхозугодий и жилмассивов в период снеготаяния, весеннего половодья и дождевых паводков, когда русло рек пополняется поверхностным стоком. Загрязнение носит, в основном, устойчивый характер среднего и низкого уровня. Появление нефтепродуктов, как правило, обусловлено поверхностным стоком в период снегодождевых паводков, а также в результате локального загрязнения.

В рыбохозяйственном отношении большинство рек района являются нерестилищами лососевых видов рыб, прибрежные воды места нереста и нагула промысловых рыб: сельди, наваги и др. Хозяйственная деятельность практически всех направлений негативно влияет на среду обитания ихтиофауны. Промышленные отходы попадая в поверхностные водотоки, привносят химические и механические примеси, создавая неблагоприятные условия для нереста ценных пород рыб. Ухудшения качества водных ресурсов приводит к истощению кормовой базы ихтиофауны, (в том числе пресноводных промысловых рыб р. Амур), снижения их численности, в первую очередь, популяций калуги и амурского осетра.

Изученность техногенного воздействия на подземные воды различных гидрогеологических структур очень слабая. Основными загрязняющими объектами являются вышеупомянутые промышленные и хозяйственные предприятия, транспортные коммуникации, продуктопроводы, объекты хранения опасных веществ и отходов. Именно в непосредственной близости от этих объектов формируются поликомпонентные и монокомпонентные очаги загрязнения подземных вод, которые в зависимости от времени и масштабов воздействия, а также миграционной активности различных загрязняющих компонентов, определяют гидрогеохимическую обстановку на участках. Из монокомпонентных очагов наиболее распространенными являются очаги нитратного, углеводородного загрязнения, загрязнения фенолами, тяжелыми металлами, органическими и хлорорганическими соединениями, но чаще встречаются очаги с поликомпонентным составом загрязнителей. Загрязнение водоносных горизонтов нефтепродуктами наиболее вероятно на участках продуктопроводов, нефтеперерабатывающих предприятий, складов ГСМ. За время эксплуатации нефтепровода «Сахалин — Комсомольск-на-Амуре» фиксировались неоднократные порывы и утечки нефти, приводившие к загрязнению пород зоны аэрации, что позволяет сделать вывод о большой вероятности существования нефтяного загрязнения подземных вод на многих участках и побочном загрязнении подземных вод специфическими химическими элементами (барием, бромом, мышьяком и т.д.).

Подземные воды первых от поверхности водоносных горизонтов, используемые для питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения, в преобладающем большинстве относятся к категории недостаточно защищенных и являются некондиционными природными водами, что предполагает водоподготовку перед подачей воды потребителям. Для них характерно

природное повышенное содержание железа, марганца, бария, кремния, алюминия. Подземные воды зон трещиноватости, как правило, в основном кондиционны и удовлетворяют требованиям СанПиНа 2.1.4.1074-01 «Питьевая вода»

В сравнении с 2011 годом в Николаевском районе увеличилась доля проб воды из источников централизованного водоснабжения, не соответствующих гигиеническим нормативам по микробиологическим с 3,3%-2011г. до 10,3%-2013 г и санитарно-химическим с 11,1%-2012 до 14,3%-2013 г показателям. Вода из подземных водоисточников не отвечает гигиеническим нормативам по содержанию железа, марганца, кремния. По микробиологическим показателям в пробах обнаруживались термотолерантные колиформные бактерии, общие колиформные бактерии, колифаги.

Снижение качества воды источников централизованного водоснабжения, по микробиологическим показателям, наблюдается и городских поселениях Охинского района: 3,1 % в 2011г., 3,4 % в 2012г., 3,5 % в 2013г. К числу приоритетных веществ, загрязняющих питьевую воду (более 5 ПДК) отнесены: железо, марганец, нитраты, аммиак. Наиболее высокий удельный вес населения, обеспеченного доброкачественной питьевой водой в период 2011–2013 гг., приходится на сельскую местность. В целях обеспечения населения чистой питьевой водой в районе имеется лицензия с правом промышленного розлива и расфасовки на участках недр - водозабор «Сабо-3».

По данным Ростехнадзора по надзору за ЯРБ Сибири и Дальнего Востока, по данным Управления Роспотребнадзора по Сахалинской области, в 2013 г. радиационная обстановка на территории Сахалинской области и Хабаровского края оценивается как удовлетворительная. Случаев радиационных аварий и происшествий, повышенного радиационного фона или локального загрязнения на данных территориях не зарегистрировано [Программы за 2013 обе].

Прогнозируя изменения ГС в результате влияния промышленной и хозяйственной деятельности человека или планируя мероприятия по оказанию посильного 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 низкогорных холмисто-увалистых ландшафтов, сложенных крупнообломочными породами с супесчано-суглинистым заполнителем, является среднеустойчи-

вым. Наименее устойчивы к геохимическому и геодинамическому воздействию аккумулятивные и морские равнины Мухтельская и Усалгинская; Удыль-Кизинская, Орельская впадины и прилегающая к ним долина р. Амур, пойма и террасы р. Ул.

На Сахалине для ландшафтов с элювиальным и трансэлювиальным типом геохимической миграции вещества характерна средняя геохимическая устойчивость. Ландшафтам с супераккумулятивным типом геохимической миграции присуща низкая геохимическая устойчивость. Геодинамическая устойчивость ландшафтов согласно совокупности рекомендуемых «Инструкцией...» критериев оценки практически на всей площади средняя, низкая - в зонах влияния сейсмоактивных разломов [Коноваленко, 2001].

Оценка экологического состояния геологической среды территории листа проведена с учетом влияния на нее рассмотренных выше природных и техногенных факторов. Экспертному анализу подверглись следующие факторы: геоморфологический, гидрогеологический, криогенный, геодинамический, естественной радиоактивности, геохимический, гидрологический, неотектонический, техногенный, климатический [Шаров, 1998]. 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 [Методические..., 1994], выделить три типа районов, различающихся степенью эколого-геологической опасности. К площадям с напряженной эколого-геологической обстановкой (около 10 %) отнесены ландшафты геодинамически малоустойчивые, среднегорные с крутыми коллювиально-солифлюкционными склонами где интенсивность совместного проявления ЭГП 10–25 % [Шаров], аккумулятивные малоустойчивые геохимически и геодинамически, в пределах которых интенсивность совместного проявления ЭГП превышает 50 % [Шаров]. Так же площади интенсивно подверженные техногенному воздействию: река Амур, долина р. Ул в р-не ГОКа Многовершинный, территория г. Николаевска – на - Амуре, р. Охинка и восточное побережье Сахалина – районы добычи нефти и газа с сопутствующими объектами инфраструктуры. Большая часть материковой и островной суши, ландшафты денудационного холмогорья и низкогорья с различной криогенной обстановкой, сейсмичностью, слабо развитым комплексом ЭГП (<10%), невысокой водопроницаемостью и водопроницаемостью пород, наличием гарей, вырубок и участков отработки россыпей относятся к категории районов с удовлетворительным состоянием геологической среды (около 40 % площади листа). На остальной территории (у западной рамки на выходе к Усалгинской впадине; в р-не бухты Невельского; акватория) где техногенное влияние носит очаговый или кратковременный характер, степень геоэкологической опасности относительно благоприятная (около 50 % территории листа).

Загрязнение окружающей среды в условиях эксплуатации нефтегазопромысловых объектов может произойти лишь в результате катастрофических сбросов нефти или других загрязняющих веществ, возникающих из-за повреждения технологического оборудования или нарушения правил их технической эксплуатации. В условиях нормальной эксплуатации объектов нефтегазодобычи, все природоохранные мероприятия и сооружения, отвечающие техническим правилам ведения работ при бурении скважин, правилам безопасности в нефтегазодобывающей промышленности, правилам охраны вод от загрязнения при разработке морских месторождений нефти и газа, обеспечивают сохранность окружающей природной среды.

С целью улучшения экологической ситуации, снижения негативного воздействия на окружающую среду, сохранения биологического и ландшафтного разнообразия, формирования экологической культуры населения, в Хабаровском крае и Сахалинской области реализуется ряд программных мероприятий экологической направленности на федеральном, региональном и местном уровнях [СахПрог-12, Хаб13].

В результате реализации программ будет достигнут ряд положительных социальных и экономических эффектов, выразившихся в улучшении условий жизнедеятельности населения, повышении безопасности жизни и улучшении здоровья граждан, сохранности природной среды, обеспечении инвестиционной привлекательности регионов в целом.

Особое значение для сохранения или восстановления природных комплексов и их компонентов имеет создание особо охраняемых природных территории (ООПТ). Система ООПТ обеспечивает сохранение биоразнообразия, помогает поддерживать природный баланс, сохранять природно-ресурсный потенциал, создает условия для устойчивого развития территории и поддержания положительного морального климата в обществе.

На территории работ имеются 7 заказников и 5 памятников природы – биологические, геологические, ботанические, комплексные.

Сохранению естественной природной среды способствует создание в 1988 г. в прибрежной зоне оз. Уддь комплексного Государственного биологического заказника федерального значения. Заказник "Уддь" расположен в Уддь-Кизинской впадине на левом берегу нижнего Амура, общей площадью 134000 га, образован с целью сохранения, восстановления и воспроизводства редких и исчезающих видов животного мира, а также среды их обитания и путей миграции. В 1994 г. в составе Уддьского заказника в качестве особоохраняемых территорий международного значения выделяются водно-болотные угодья «Озеро Уддь».

Государственный комплексный биологический (охотничий) заказник краевого значения "Дальжинский" расположен в левобережной части озера Дальжа, в нижнем течении реки Амгунь на территории Ульчского района (административный центр - село Богородское), общей площадью 76800 га, образован в 2000 г. в целях сохранения и восстановления уникальных

природных комплексов и водно-болотных угодий Амуро-Амгуньской низменности; улучшения охраны и воспроизводства диких животных, сохранения среды их обитания и путей миграции.

Комплексный природный заказник "*Приозерный*" регионального значения, общей площадью 29500 га, образован в 1997 г. в целях сохранения, восстановления и воспроизводства редких и исчезающих видов растительного и животного мира, а также сохранения среды их обитания, условий размножения и путей миграции в окрестностях о. Орель.

Государственный биологический (ихтиологический) природный заказник "*Улский*" расположен в бассейне среднего течения горной реки Ул на территории Николаевского района. Общей площадью 45600 га, создан в 1990 г. в целях сохранения и увеличения запасов ценных видов лососевых, осетровых и других видов рыб, а также сохранения генетического фонда и создания благоприятных условий воспроизводства рыбных ресурсов в Дальневосточном регионе.

Ландшафтный памятник природы регионального значения "*Власьевские торфяники*" расположен на берегу Сахалинского залива на территории Николаевского района. Общей площадью 3330 га, образован в 1993 г. в целях сохранения, восстановления и воспроизводства природных комплексов прибрежной зоны Сахалинского залива. Охраняются кормовые угодья, ягодники клюквы, брусники, морошки.

Памятник природы «*Мыс Каменный*», южнее мыса Литке по берегу. Охраняется лежбище нерпы-ларги.

Категории курортов соответствует месторождение термо-минеральных вод с бальнеологической больницей «*Аннинские воды*» в Ульчском районе.

Государственный природный биологический заказник регионального значения «*Ногликский*» получил имя района на северо-востоке Сахалина, на землях которого находится. Это территория около 66 га в верхнем и среднем течении рек - Ныш, Карпынь и Даги. Он был образован в 1998 г., в целях сохранения естественных природных экосистем в районе проживания коренных народов Севера; сохранение и воспроизводство редких и исчезающих видов животных, занесенных в Красные книги Российской Федерации и Сахалинской области, и мест их обитания.

Государственный природный заказник регионального значения "*Северный*" в северной части о. Сахалин на п-ове Шмидта. Заказник образован с целью охраны мест гнездования, массового скопления и отдыха во время перелета водоплавающих и других перелетных птиц, сохранения и воспроизводства редких и исчезающих видов животных, а также ценных в хозяйственном, научном и культурном отношении видов зверей и птиц.



Государственный природный биологический заказник регионального значения "*Тундровый*" создан в целях реализации положений действующей Конвенции между Правительством СССР (правопреемник - Российская Федерация) и Правительством Индии об охране перелетных птиц и мест их обитания (подписана в 1984 г.). Охраняются места гнездования, массового скопления и отдыха во время перелета водоплавающих и других перелетных птиц; редкие и исчезающие виды животных, занесенные в Красные книги Российской Федерации и Сахалинской области.

Памятник природы «*Остров Лярво*». Остров является местом гнездования многих видов перелетных птиц, в том числе, внесенных в Красные книги Российской Федерации и Сахалинской области. Памятник природы «*Дагинские термальные источники*» занимают всего 9 га на побережье лагуны Даги в Ныйском заливе, близ поселка Горячие ключи. Охраняются: термоминеральные воды и целебные грязи, прибрежная экосистема на участке выхода на поверхность термальных вод, кормовой участок белоплечих орланов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Со времени издания Государственной геологической карты листа N-54-Николаевск-на-Амуре масштаба 1:1 000 000 второго поколения на значительной площади территории этого листа проведены геологосъемочные работы различного масштаба (ГС-50, ГГС-50, ГДП-200), выполнены поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы в основном на золото на континентальной части суши и углеводородное сырье на шельфе Северного Сахалина. Проведение тематических работ во многом пополнило фаунистическую охарактеризованность стратифицированных образований. С середины 80-х годов прошлого столетия активизировались региональные картосоставительские работы масштаба 1:500 000, 1:1 000 000, 1:2 500 000, отражающие вновь поступающий фактический материал, как по геологическому строению территории, так и по полезным ископаемым. Подготовлены и изданы схемы корреляции стратиграфических подразделений, принятые на IV ДВ межведомственном стратиграфическом совещании, разработаны схемы расчленения и корреляции магматических комплексов, одобренные V петрографическим совещанием, составлены серийные легенды ГГК-200/2 и Легенда Дальневосточной серии листов ГГК-1000/3. Все это позволило переинтерпретировать материалы прошлых этапов геологического изучения территории, пополнить информационную базу данных новыми сведениями. Использование в работе компьютерных технологий обеспечило более точное отображение исходного материала на предусмотренных проектом картах и схемах. В результате создан комплект ГГК-1000/3, во многом отличающийся от комплекта второго издания. Основные отличия заключаются в следующем:

– Более полно дано описание геологического строения и минерализации района в привязке к отдельным объектам и структурным подразделениям в соответствии с принятым структурным районированием;

– Геологическая карта впервые составлена на всю территорию листа с увязкой данных по геологическому строению территории континентальной и островной суши с акваторией;

– Уточнена и детализирована схема геолого-структурного районирования. Определена граница Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем с выделением в их составе структурно-формационных зон и подзон;

– В соответствии со схемой геолого-структурного районирования уточнена схема расчленения стратиграфических образований, выполняющих соответствующие структуры. В значительной мере уточнено строение Мевачанской подзоны Ульбанской СФЗ с выделением трех новых стратонов, уточнен возраст отдельных стратонов в Горинской и Приамурской подзонах Сихотэ-Алинской СС и в Хоккайдо-Сахалинской СС;

– Упорядочено расчленение магматических образований, уточнены ареалы распространения интрузивных комплексов;

– В более детальном членении и в увязке с интрузивными плутоническими комплексами отражено строение Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса;

– Вулканогенные образования кайнозойского этапа развития территории представлены в двухчленном делении, с выделением среди площадей развития ранее известной миоценовой кизинской свиты эоцен-олигоценых образований сизиманской толщи. Определен ее состав, дано возрастное обоснование;

– Разрез слабо диагенизированных и рыхлых кайнозойских отложений, слагающих акваториальную часть территории листа, расчленен на ряд сейсмокомплексов, определен возрастной интервал и мощность каждого из них, по возможности прослежены их границы на глубине;

– Представлена схема корреляции кайнозойских отложений для континентальной суши и акватории;

– Впервые карта полезных ископаемых, закономерностей их расчленения и карта прогноза нефтегазоносности масштаба 1:1 000 000 представлены на всю территорию листа, охватывая континентальную и островную сушу в увязке с акваториальной частью;

– Металлогенический анализ проведен на основе выявления причинно-следственных рудных объектов с различными типами геодинамических обстановок;

– В Нижне-Амурской и Усть-Амурской минерагенических зонах и Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции, в дополнение к известным, выделены четыре новых перспективных рудно-россыпных и россыпных узла;

– По категории  $P_3$  (для углеводородов –  $D_3$ ) оценены прогнозные ресурсы золота россыпного и коренного, серебра, молибдена, нефти и газа с выделением перспективных рудных узлов и зон нефтенакопления;

– На три перспективных рудно-россыпных и россыпных узла составлены паспорта учета, разработаны рекомендации по их дальнейшему изучению;

При постановке в будущем рекомендуемых геологосъемочных работ необходимо обратить внимание на следующие проблемы, требующие доизучения:

– Недостаточная фаунистическая охарактеризованность большинства стратоневюрских терригенных образований Амуро-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем. Имеющиеся данные по определению комплекса радиолярий из отложений Мевачанской подзоны недостаточно надежны по причине подготовки каменного материала по устаревшим ныне методикам и последующим исследованиям по шлифам без учета структурно-объемных особенностей изучаемых форм. Необходимы дополнительные сборы органических остатков в отложениях нижнемеловой херпучинской толщи на побережье оз. Дальжа и в бассейнах рек Херпупи и Битки (Горинская подзона);

– Возможность выделения и фактологической обоснованности олистостромовых (среднеюрская гротовская свита в Нимеленской подзоне, базальные горизонты нижнемеловой херпучинской толщи в Горинской подзоне) и тектоногенных покровных комплексов (образования адаминской свиты в бассейнах оз. Удыль и р. Вьюн);

– Крайне недостаточная обоснованность возраста интрузивных образований современными радиоизотопными методами датирования;

– Недостаточная изученность на выявление перспектив погребенных и глубокозалегающих россыпей золота Чля-Орельской и Удыль-Кизинской впадин, месторождений рудного и россыпного золота в Мангулийском и Турчиканском рудно-россыпных узлах Мевачанского рудно-россыпного района;

– Слабая изученность и, как следствие, обоснованность перспектив нефтегазоносности Охотско-Шантарского и Дерюгинского осадочных бассейнов Охотоморского шельфа;

Не ясен минералогический потенциал территории листов N-54-XIX, XXV, XXXI, на большей площади которых общие поиски проведены в 60-х годах прошлого столетия при неудовлетворительном с позиции настоящего времени качестве геохимического опробования и слабой аналитической базе. По имеющимся данным эта территория перспективна для золотого, молибденового и вольфрамового оруденения гидротермально-метасоматического типа.

Анализ материалов по геологии, минерации, а также геохимических данных, проведенный при составлении комплекта ГГК-1000/3, позволяет дать рекомендации по дальнейшему изучению территории с целью повышения ее минерационного потенциала.

Для проведения опережающего составления геофизической, геохимической и дистанционной основ и проведения ГДП-200 с подготовкой к изданию комплектов ГГК-200/2 рекомендуются как первоочередные площади листов N-54-XXV и N-54-XXVI, а второй очереди – листы N-54-XIX и N-54-XXXI.

Территория первоочередных объектов перспективна на оруденение золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и молибден-меднопорфировой формаций с выявлением в последней медно-золотого оруденения. Объекты второй очереди перспективны на выявление золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой минерализации (Мевачанский рудный район), а также жильно-молибденового и медно-молибденового оруденения (Нижне-Амурская редкометально-золоторудно-россыпная минерагеническая зона).

Кроме того, рекомендуется постановка крупномасштабного 1:25 000 геологического картирования в пределах Белогорского серебро-золоторудно-россыпного узла (300 км<sup>2</sup>) на выявление глубокозалегающих и погребенных россыпей, а также Бухтынского алуни-тово-серебро-золоторудно-россыпного узла (1000 км<sup>2</sup>) на предмет выявления алунитовой минерализации.

По ряду рудных узлов рекомендуется постановка поисковых и поисково-оценочных работ для выявления новых рудных объектов (Мангулийский молибден-золото-россыпной узел, Турчиканский золоторудно-россыпной, Ангочиканский медно-молибден-золоторудно-россыпной и др. узлы) и месторождений рудных полезных ископаемых (Ваюнский молибденово-золоторудно-россыпной, Покрово-Троицкий серебряно-вольфрам-молибден-золоторудно-россыпной, Афанасьевский серебряно-молибден-вольфрам-золоторудно-россыпной и др. узлы).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. *Абрамсон Б. Я.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-II. Объяснительная записка. 2 кн. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 48 с.+ 24 с.
2. *Абрамсон Б. Я.* К стратиграфии верхнемеловых вулканогенно-осадочных образований Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Советская геология, 1964, № 10.
3. *Адрианов А. В., Тарасов В. Г.* Отчет о научно-исследовательской работе «Динамика экосистем, формирование биопродуктивности и биоресурсов Мирового океана» (заключительный). ИБМ ДВО РАН. Владивосток, 2007, с. 747-830.
4. *Айбулатов Н. А.* Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии. М.: Наука, 2005. 364 с.
5. *Алексеев С.П., Добротворский А.Н., Яценко С.В., Красный М.Л., Малащенко А.Е., Храмушин В.Н.* О комплексной системе обеспечения безопасности освоения морских нефтегазовых месторождений Сахалина. – В сб. «Морские исследования и технологии изучения природы Мирового океана». Вып. 1, ред. выпуска В.Н. Храмушин. Владивосток, ДВО РАН, 2005, с. 21-38. ISBN 5-7442-1369-4.
6. *Андреев А.В.* Ключевые орнитологические территории бассейна Охотского моря // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2005. № 1. С. 57-77
7. *Анойкин В. И., Кириллова Г. Л., Эйхвальд Л. П.* Новые представления о составе, строении и возрасте нижеамурского фрагмента позднеюрско–раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток). // Тихоокеанская геология, 2007, т. 26, № 6, с. 60–77.
8. *Архипов Б. С.* Химический состав и металлоносность термальных вод Северо-Восточного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток). Тихоокеанская геология, 2009, т. 28, № 4, с. 116 – 122.
9. *Арчиков Е.И., Бровко П.Ф.* Климатические факторы формирования рельефа береговой зоны Западного Приохотья и Северного Сахалина // Климатическая геоморфология Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 50-56.
10. *Астахов А.С.* Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.
11. Атлас по океанографии Берингова, Охотского и Японского морей. Коллектив авторов (Ростов И.Д., Юрасов Г.И. и др.). Информационные ресурсы ТОИ. Океанография, т.2. CD-ROM. Владивосток. Изд. ТОИ ДВО РАН. 2002.
12. Атлас береговой зоны Сахалина / Под ред. П. Ф. Бровко.– Владивосток, 2002. –56 с.
13. *Афанасьев В.В.* Размыв берегов северо-западного Сахалина // Береговая зона дальневосточных морей / Отв. ред. П.Ф. Бровко. – Л.: Изд-во ГО СССР, 1991. – С. 98-104.
14. *Ахметьев М. А., Головнева Л. Б.* Новые данные о составе и возрасте маломихайловской флоры. //Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: Наука, 1998, т.6, №3, с.43-48.
15. *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.: Союзгеолфонд, 1970. 95 с.
16. *Ахметьев М. А., Овчининский В. Д., Холопешин И. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-IV. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1974. 60 с.
17. *Ахметьева Н. П.* Палеогеография Нижнего Приамурья. – М.: Наука, 1977. 109 с.

18. *Баженова О.К.* Исходное органическое вещество раннекатагенетических нефтей // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков.- М., 1990. - С. 76-82.
19. *Безруков П.Л.* Донные отложения Охотского моря. Геологические исследования в дальневосточных морях. Тр. ин-та океанологии АН СССР. 1960, т. 32, с. 15-95.
20. *Бейзель С.А., Гусяков В.К., Рычков А.Д., Чубаров Л.Б.* Вычислительные технологии определения заплесков волн цунами на отдельные участки дальневосточного побережья России // «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России». Труды Четвертой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября – 5 октября 2013 г. Обнинск: ГС РАН, 2013. С. 241-245
21. *Бельтнев Е. Б., Капралова К. П., Савченко А. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-І. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 44 с.
22. *Бельтнев Е. Б., Капралова К. П., Савченко А. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-54-І (Агние-Афанасьевский). Объяснительная записка (полезные ископаемые). – М.: Госгеолтехиздат, 1960. 23 с.
23. *Богдановский А.А., Рыбалко С.И., Аришинов И.А.* Параметрическая модель дрейфа льда для условий восточного шельфа Сахалина. Сборник статей РЭА № 1, 2009, с. 198-211.
24. *Бравина С. Б., Кесслер Л. А., Самойлов Л. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XXI. Объяснительная записка. – М.: Госнаучтехиздат, 1963. 67 с.
25. *Бравина С. Б.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XXXIII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. 64 с.
26. *Бравина С. Б., Кесслер Л. А., Самойлов Л. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XXVII. Объяснительная записка. – М.: Госнаучтехиздат, 1963. 68 с.
27. *Бравина С. Б., Кесслер Л. А., Самойлов Л. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XXII, XXVIII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1964. 62 с.
28. *Бровко П.Ф., Мишкин Ю.А.* Современные тенденции развития берегов северо-восточного Сахалина//Гидрометеорологические и экологические условия дальневосточных морей: оценка воздействия на морскую среду: Тематический Вып. ДВНИГМИ №2. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – С. 193-203.
29. *Бузолева Л.С, Безвербная И.П., Журавель Е.В., Калитина Е.Г.* Микробиологический анализ загрязнения окраинных морей северо-западной части Тихого океана // Океанология. 2006. Т. 46. № 3. С. 55-62.
30. *Буряк В. А., Бакулин Ю. И., Беспалов В. Я. и др.* Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (сопоставительский анализ) Хабаровск, 1998. 281 с.
31. *Быковская Е. В., Блюмштейн Э. И.* Верхнемезозойские и кайнозойские вулканогенные комплексы Сихотэ-Алинской подвижной области. //В сб.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971. – С.136-149.
32. *Варнавский В.Г.* Корреляция геологических событий. М, Наука, 1985. 141 с.
33. *Варнавский В. Г.* Меловые нефтегазоносные комплексы на Востоке России // Тихоокеанская геология, 1994. Т. 15, № 4. – С. 102–108.
34. *Варнавский В.Г., Жаров А.Э., Кириллова Г.Л. и др.* Геология и нефтегазоносность Охотско-Шантарского осадочного бассейна. Т. 1. Осадочные бассейны Востока России. Владивосток, ДВО РАН, 2002, 148 с.
35. *Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В.* Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.

36. *Ващенко Н.Г.* Роль абиотических факторов в формировании кремнистых отложений в дальневосточных морях. – В сб.: Геология, география и экология океана: Материалы Международной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Ростов-на-Дону, изд-во ЮНЦ РАН, 2009, с. 51-53.
37. *Ведерников Г. С., Бахтеева М. З., Мытарев В. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сахалинская. Лист N-54-XVII. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1978. – 99 с.
38. *Ведерников Г. С., Бахтеева М. З., Мытарев В. П. и др.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сахалинская. Лист N-54-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1978. – 99 с.
39. *Ведерников Г. С., Освальдт А. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сахалинская. Лист N-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1981. – 119 с.
40. *Вейнбергс И.Г.* Затопленные речные долины на шельфе и связь их образования с колебаниями Мирового океана (на примере шельфа Восточно-Сибирского моря и юго-западной части Охотского моря). В кн.: Геоморфология и палеогеография шельфа. Материалы XII пленума Геоморфологической комиссии. М., "Наука", 1978. С. 37-42.
41. *Вершинин С.А., Трусков П.А., Лиферов П.А.* Воздействие ледовых образований на подводные объекты. Москва, ИПК "Русская книга", 2007. 195 с.
42. *Войнова И. П., Зябрев С. В., Приходько В. С.* Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь). // Тихоокеанская геология, 1994, № 6, с. 83–86.
43. *Волохин Ю.Г., Астахов А.С., Ващенко Н.Г.* Голоценовое кремненакопление в Охотском море. – Литология и полезные ископаемые. 2004, № 3, с. 1-23.
44. *Галеркин В.И., Бараиш М.С., Сапожников В.В., Пастернак Ф.А.* Тихий океан / Под общ. Ред. О.К.Леонтьева. - М.: Мысль, 1982. – 136с.
45. *Геворкьян В.Х.* Наложенные явления в литогенезе и их роль в осадконакоплении. ГПИМО, 2007, № 4, с. 5-21.
46. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. Восток СССР / под ред. Л.И. Красного и В.К. Путинцева - Л. Недра. 1984. 650 с.
47. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2500 000 под ред. А.А. Асеева. М. 1987.
48. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей. М.: Высшая школа. 1980, 343 с.
49. Геоэкологическая карта Хабаровского края и ЕАО масштаба 1:1 000 000, под ред. Шарова. М. 1998.
50. Гидрогеология СССР. Том XXIII. Хабаровский край и Амурская область. ДВТГУ. /Редактор М.А.Маринов. – М.: Недра, 1971. – 514 с.
51. Гидрогеология СССР Том XXIV. Остров Сахалин. – М.: Недра, 1972.
52. Гидрология и гидрохимия морей и устьев рек. - Тр. ГОИН, 1978, вып. 142.
53. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. СПб: Гидрометеоздат, 1998, 342 с.
54. *Гладенков Ю. Б.* Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляция геологических событий. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Том 9, № 2, с. 77–91.
55. *Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И., Маргулис Л.С., Сальников Б.А.* Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. М. ГЕОС, 2002. 224 с



56. *Гладенков Ю.Б., Сальников Б.А., Баринов К.Б. и др.* Экосистема морского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидт): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М. Геос, 1999, 133с.
57. *Гололобов Ю.Н.* О кинематике глубинных разломов на основании парагенетического анализа разрывных зон Северного Сахалина и Калифорнии //В сб. Геология и разработка нефтяных месторождений Сахалина (Труды института) М.: ВНИИЭгазпром, 1980, с. 43-56.
58. *Гололобов Ю. Н.* Условия формирования локальных ловушек и рациональный комплекс нефтегазопоисковых работ на Северном Сахалине //В сб.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири и Дальнего Востока. Ред. И. А. Крылов. М.: ИГиР-ГИ, 1985, с. 110-121.
59. *Гололобов Ю.Н.* Соотношение некоторых дизъюнктивных и пликтивных дислокаций кайнозойских отложений Северного Сахалина. Тихоокеанская геология, Новосибирск, 1987, № 1, с. 43-49.
60. *Гололобов Ю.Н., Атаков А.И. и др.* Опыт трехмерного геоиндикационного моделирования по грави-магниторазведочным данным при региональных работах и поисках нефти и газа. Материалы Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых: Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Тюмень, Новосибирск, 2008, с. 61 - 63.
61. *Гололобов Ю.Н.* Ресурсы углеводородов глубоководных впадин акваторий: значительные резервы или иллюзии? //Научно-техн. журнал: Нефть. Газ. Новации. - Самара: ИД РОСИНГ, 2011, №4, с. 10- 15.
62. *Горбатенко С.А.* Палеоокеанология дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана в позднем плейстоцене и голоцене. Дисс. д-ра геол-минерал. наук: 25.00.28. Владивосток, 2004, 259 с. РГБ ОД, 71:05-4/43
63. *Горохов С. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Удская. Лист N-53-XVII. Объяснительная записка.– М. Недра, 1970. – 63 с.
64. *Горохов С. И., Караулов В. Б.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Удская. Лист N-54-VII. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1979. – 46 с.
65. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист N-(53), 54 – Николаевск-на-Амуре. - Л.: ВСЕГЕИ, 1983. – 114 с.
66. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, лист N-54-XXI-Чля. ФГУГПП «Хабаровскгеология», ред. Г.В. Роганов. Изд. ФГУП «ВСЕГЕИ», 2002.
67. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, лист N-54-XVII (мыс Елизаветы), лист N-54-XXIV (Восточный), лист N-54-XXII, XXIII (Оха). Ред. Б.А. Сальников. ФГУГПП Сах ГРЭ. Изд. ФГУП «ВСЕГЕИ», 2009.
68. Государственная геологическая карта Российской Федерации (третье поколение). Масштаб 1:1000000. Лист N-53 (Шантарские острова). Объяснительная записка. ВСЕГЕИ, 2006. 553 с.
69. Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды Хабаровского края в 2012 году / под ред. В.М. Шихалева. Хабаровск, 2013. 252 с.
70. *Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. Изд. МГУ, 1982, 192 с.
71. *Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Якунин Л.П., Колесов Г.М.* Современное осадконакопление в эстуарии р. Амур. // Тихоокеан. геол. - 2000. - Т. 19, N 3. - С. 30-43 : 7-36.
72. *Евсеев В.Ф., Шейко В.Т.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Сахалинская. Листы N-54-XXXV, XXXVI; M-54-V, VI. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1990. – 151 с.

73. Емельяненко А. С. Верхнеудоминский многофазный интрузив (Северный Сихотэ-Алинь). // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. Тр. Инст. геологии и геофизики, вып. 79. – М.: Наука, 1970. – С. 235–269.
74. Жабин И.А. Влияние стока реки Амур на гидрологические условия Амурского лимана. / И.А. Жабин, В.А. Дубина// Биология, состояние запасов и условия обитания гидробионтов в Сахалино-Курильском регионе и сопредельных акваториях. Труды Сахалинского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии. Южно-Сахалинск: СахНИРО, 2008, т. 10, с. 190-200.
75. Жабин И.А., Пропп Л.Н., Волкова Т.И., Тищенко П.Я. Изменчивость гидрохимических и гидрологических параметров вблизи устья реки Амур // Океанология. 2005. Т. 45. № 5. С. 703-709.
76. Жаров А. Э., Кириллова Г. Л., Маргулис Л. С. и др. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива // Осадочные бассейны Татарского пролива. – Владивосток. ДВО РАН, 2004, 220 с.
77. Жаров А.Э., Митрофанова Л.И., Тузов В.П. Стратиграфия кайнозойских отложений шельфа Северного Сахалина. Стратиграфия. Геологическая корреляция. ОАО «НК Роснефть». 2013, том 21, № 5, с. 72-93.
78. Захаров А.А., Дымнов А.Ф. Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Хабаровского края масштаба 1:500 000. – М.: Торфгеология, 1987. – 328 с.
79. Зытнер И. Я., Шувалов В. Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист М-53-ХІ. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1960. 64 с.
80. Зябрев С. В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре континентальной части Дальнего Востока. // Тихоокеанская геология, 1994, № 6, с. 74–82.
81. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. – 348 с.
82. Кайдалов В.А., Новоселов Б.А., Максимова Л. Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Николаевская. Лист N-54-XXI. Санкт-Петербург, 2002. – 135 с.
83. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. – М.: ГЕОС, 1999. -299с.
84. Караванов К.П. Гидрогеологическое районирование Хабаровского края и Амурской области. В сб. «Мерзлотно-гидрогеотермические и гидрогеологические исследования на Востоке СССР». М.: Наука, 1967.
85. Карта оценки экологического состояния Владивостока // Комитет по геологии и использованию недр Приморского края, фирма «Экоцентр» / Под ред. А.И. Бурого.
86. Кесслер Л.А., Самойлов Л.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XXXIV. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 43 с.
87. Козлов А.А., Белецкая С.В., Овчининский В.Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Листы N-54-XIV, XV. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1981. – 108 с.
88. Козлов А.А., Белецкая С.В., Овчининский В.Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XX. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1981. – 114 с.
89. Кокунин М.В. Геология драгоценных камней Восточной Сибири: учебное пособие. – Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2009. – 331 с.
90. Коноваленко А.А. Васюк И.Б., Костров Ю.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе поколение). Лист N-54-XXIII

- Сахалинской серии, часть листа N-54-XXII Николаевской серии. Объяснительная записка. М., 2009. – 117 с.
91. *Коноваленко А.А., Васюк И.Б., Костров Ю.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе поколение). Серия Сахалинская. Лист N-54-XXIV - Восточный. Объяснительная записка. 2009. – 83 с.
  92. *Коноваленко А.А., Васюк И.Б., Костров Ю.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе поколение). Серия Сахалинская. Лист N-54-XVII – мыс Елизаветы. Объяснительная записка. М., 2010. – 152 с.
  93. *Кононова Н.Н., Кононов Ю.И.* О развитии донного пояса северо-западного Сахалина. В сб. "Вопросы географии Тихого океана и притихоокеанских районов", Владивосток, 1975, с.39-45.
  94. *Кононова Н.Н.* Эоловые процессы и ландшафты побережий. – Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 1986. – 132 с
  95. *Конюшков Е.Д., Михальцов В.А., Белецкая С.В.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XIX. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1974. – 91 с.
  96. *Короткий А.М., Худяков Г.И.* Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. – М., 1990. – 216 с.
  97. *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.
  98. *Кузнецов В. Е.* Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья. // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, № 2, с. 61–67.
  99. *Куликов Н.В., Деревскова Н.А., Иваньшина Н.П. и др.* Литогенез, состав, рассеянное органическое вещество и нефти кремнистых толщ о.Сахалин//Геология и разработка месторождений нефти и газа Сахалина и шельфа.- М.: Научный мир, 1997.- С.81-106.
  100. *Кянно А.И.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-53-XXXVI. Объяснительная записка. – М., 1974.
  101. *Ласточкин А.Н.* Методы морского геоморфологического картографирования. Л.: Недра, 1982, 272 с.
  102. Легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3, гл. редактор А.Ф. Васькин. ФГУГГП «Хабаровскгеология», 2008.
  103. *Леонова Т.Д.* Геоморфология побережья залива Константина (Охотское море). – В сб.: Геология, география и экология океана: Материалы Международной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Ростов-на-Дону, изд-во ЮНЦ РАН, 2009, с. 201-203.
  104. *Леонова Т.Д., Белоус О.В., Казанский Б.А.* Подводные долины Западного и Северо-Восточного Приохотья // Закономерности строения и эволюции геосфер (м-лы VI междисциплинар. науч. симпозиума). Хабаровск: Дальнаука, 2004. С. 331–336.
  105. *Лобанова Н.И.* Общая характеристика зоны смещения устьевой области Амура. В кн.: Гидрология рек и морских устьев.- Тр. ДВНИИ, 1987, вып. 130, с. 33-41.
  106. *Лопатин Н.В., Кос И.М., Емец Т.П.* Баженовская нефтяная система в зоне сочленения Сургутского и Нялинского сводов Западной Сибири// Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 1.- С.18-37.
  107. *Лоция Охотского моря.* Вып. 1: Южная часть моря. ГУ навигации и океанографии, 1974. - 336 с.
  108. *Лоция Охотского моря.* Книга 1406, вып.1 //Лоция Охотского моря. Выпуск I. Южная часть моря. Изд. УНГС ВМФ, 1959. 264 с.
  109. *Лоция Охотского моря.* Книга 1406 вып.1. Южная часть моря. ГУНиО, Корректурa от 12.06.10. 336 с.

110. Лоция Японского моря. Часть II: Татарский пролив с Амурским лиманом и проливом Лаперуза. - Управление начальника ГС ВМФ. 1959. - 293 с.
111. *Майборода А. Ф., Никитин Ю. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XXXII. Объяснительная записка. М.: Недра, 1967. 80 с.
112. *Маргулис Е.А., Бугаева Н.И.* Миоценовые кремнистые отложения Восточного Сахалина и условия их образования// Тихоокеанская геология. – 1987.- № 2. – С.33-40.
113. *Маргулис Л.С.* Секвенстратиграфия и нефтегазоносность Охотоморского региона: Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-минер.наук. – СПб, 2002. – 50 с.
114. *Маргулис Л.С.* Нефтегазовый потенциал российского Дальнего Востока и перспективы его освоения// Геология нефти и газа.-2010.- № 2.- С. 11-18.
115. *Маркевич П. В., Коновалов В. П., Малиновский А. И. и др.* Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. – Владивосток: Дальнаука. 2000. – 283 с.
116. *Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А. И., Зябрев С. В., Нечаев В. Г., Высоцкий С. В.* Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановка седиментации). Владивосток: Дальнедра, 1977. – 300 с.
117. *Мартынов Ю. А.* Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика. //Петрология. 1999. Т.7. №1. – С.58-79.
118. *Мартынов Ю. А.* Петрохимические особенности кремнекислого вулканизма колчанского эффузивно-экструзивного комплекса. //В сб.: Петрохимия вулканических формаций вулканических зон Дальнего Востока. – Владивосток, 1980. – С.103-106.
119. *Мартынов Ю. А.* Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. – 142 с.
120. *Мартынюк М. В., Рямов С. А., Кондратьева В. А.* Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. – С. 196.
121. *Мензорова Н.И., Рассказов В.А.* Оценка экологического состояния вод Японского и Охотского морей с использованием ДНКазной тест-системы. Океанология, 2009, том 49, № 6, с. 889-898.
122. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам Госгеолкарты-1000) М., ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 38 с.
123. Методическое пособие по геоморфологическому картографированию морского и океанического дна в комплекте «Госгеолкарты- 1000/3». СПб., ВСЕГЕИ, 2009. 49 с.
124. Минерально-сырьевая база Сахалина и Курильских островов на рубеже третьего тысячелетия./ Составитель В. Евсеев, редактор С. Сактаганов. – Южно-Сахалинск: Сахалинское книжное издательство, 2000.- 120 с. с иллюстрациями.
125. *Мишаков Г.С.* О скорости накопления осадков в северо-Сахалинском седиментационном бассейне // Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток. Изд. ДВНЦ АН СССР. Геогр. об-во СССР, 1981, с 16-21.
126. *Мишаков Г.С., Бабаева Н.И., Ковальчук В.С.* Условия накопления неогеновых отложений Северного Сахалина // Советская Геология, № 7, 1985. С. 56-68.
127. *Мишин Л.Ф.* Гидротермально-измененные породы и перспективная оценка месторождения Белая Гора. //В сб. Геология и полезные ископаемые Приамурья. - Хабаровск, 1979. – С. 72-76.
128. *Мишин Л. Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А. И.* Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, №3, с. 28-47.
129. *Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В.* Золоторудные месторождения Востока России. - Владивосток: Дальнаука, 1996. – 352 с.

130. Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей: Наука, 1986. 190с.
131. *Немировская И.А.* Содержание и состав углеводов донных осадков сахалинского шельфа. *Геохимия*, 2008, № 4, с. 414-421.
132. *Немировская И.А.* Углеводороды воды и донных осадков Охотского моря // *Геохимия*. 1995. № 7. С. 1009-1020.
133. *Немировская Н.А.* Углеводороды в океане (снег-лед-вода-донные осадки) М.: Научный мир, 2004, 328 с.
134. *Овчининский В.Д., Белецкая С.В., Козлов А.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XIII. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1975. – 56 с.
135. *Онихимовский В.В., Беломестных Ю.С.* Полезные ископаемые Хабаровского края (Перспективные для освоения месторождения и проявления). – Хабаровск, 1996. – 496 с.
136. Осадочные бассейны Востока России. Т. II. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Отв. редактор Г. Л. Кириллова. - Владивосток: ДВО РАН, 2004. – 219 с.
137. Основные типы рудных формаций. Терминологический справочник. /Отв. редакторы: Ю.А. Косыгин, Е.А. Кулиш. – М.: Наука, 1984. – 316 с.
138. О состоянии и об охране окружающей среды Сахалинской области в 2011 году. Доклад в Министерстве природных ресурсов и охраны окружающей среды Сахалинской области. Южно-Сахалинск, 2012.- 208 с.
139. *Плотников В.В., Гаврев А.И., Пан А.А. и др.* Режим и изменчивость состояния ледяного покрова Охотского моря. – ТОИ ДВО РАН, Владивосток, 2000.
140. Полезные ископаемые Сахалинской области./Главный редактор А.М. Меренков. ФГУ «Сахалинский ТФГИ». – Южно-Сахалинск, 2001.
141. *Полтева А.В., Латковская Е. М., Леонов А.В.* Оценка фонового экологического состояния залива Чайво (северо-восточный Сахалин) // *Водные ресурсы*, т. 36, №1, 2009 г., с. 89-101.
142. *Потапов Ю.И., Конюшков Е.Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижне-Амурская. Лист N-54-XXXI. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1981. – 90 с.
143. *Прох Л.З.* Словарь ветров. Л., Гидрометеиздат, 1983.
144. Решения Рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. - М.: ГЕОС, 1998. - 147 с.
145. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГГП, 1994. – 124 с.
146. *Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А.* Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеиздат, 1988.224 с.
147. *Роганов Г.В., Васькин А.Ф.* Схема геолого-структурного районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей, м-б 1:3000 000.
148. *Салун С.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист N-(53), 54. Объяснительная записка. Николаевск-на-Амуре. – Л., 1979. – 112 с.
149. *Сатарова В.В., Астахов А.С., Колесник О.Н.* Геохимические особенности поверхностного слоя донных отложений впадины Дерюгина Охотского моря // *Геохимия*. 2013. № 6. С. 529-540.

150. *Сваричевский А.С., Белоус О.В.* Экзогенный рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники западно-Тихоокеанской переходной зоны. ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 69-81.
151. *Сваричевский А.С.* Рельеф дна Охотского моря // Проблемы морфотектоники западно-Тихоокеанской переходной зоны. ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 82-97.
152. *Свинников А.И., Ващенко Н.Г.* Основные черты геологического строения и современные геодинамические процессы / Осадконакопление и рудогенез во впадине Дериюгина (Охотское море) - Владивосток: Дальнаука, 2008. С.9-49.
153. *Семакин В.П., Кочергин А.В.* Неотектоника дна/Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток. ДВО РАН. 2004. С.91-93.
154. *Соболев В.С.* Вероятные генераторы углеводородов в морских нефтегазовых бассейнах Востока России // Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Дальневосточного экономического района углеводородных ресурсов шельфа морей Северо-Востока и Дальнего Востока России.- Сб. докл.- СПб.: ВНИГРИ, 1997.- С.111-117.
155. Строение верхней части осадочной толщи и основные черты морфолитодинамики шельфа в связи с нефтегазопромышленными работами в северо-восточной части острова Сахалин - Отчет о научно-исследовательской работе по теме № 26/81 М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 1983, 176 с.
156. *Субетто Д.А.* Обстановки озерного осадконакопления в позднем плейстоцене и голоцене в условиях различных природно-климатических зон. – В сб.: Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. В 2 т./ Рос. акад. наук, Отд. наук о земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН; отв. ред. О.П. Корсакова и В.В. Колька; - Апатиты, СПб, 2011, т. 2 (Л-Я), с. 247-250.
157. *Сухов В.И.* Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.
158. *Тамбовский В.С., Путов В.Ф., Шевченко Г.В., Тихончук Е.А.* Морфометрия и динамика льдов на акватории северо-восточного шельфа о. Сахалин // Охрана природы, мониторинг и обустройство сахалинского шельфа. – Южно-Сахалинск, 2001. – С. 123-142.
159. *Тихомирова Л. Б.* Юрские радиоларии Дальнего Востока. // Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1986. С. 123–126.
160. Фосфатное сырье для агропромышленного комплекса Дальнего Востока России. Вып. 1. Коллектив авторов. Хабаровск, 1999. 118 с.
161. *Харахинов В.В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона – М.: Научный мир, 2010, 276с.
162. *Шакиров Р. Б., Обжиров А. И.* Морфотектонический контроль потоков метана в Охотском море. Подводные исследования и робототехника. 2009. № 1. С. 31-39.
163. *Шакиров Р.Б., Сырбу Н.С., Обжиров А.И.* Изотопно-газогеохимические особенности распределения метана и углекислого газа на о. Сахалин и прилегающем шельфе Охотского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012, Вып. 20. № 2. С. 100-113.
164. *Шуршалина В.А., Белецкая С.В., Иванов И.А.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеамурская. Лист N-54-XXVI. Объяснительная записка. /Редактор Ю.А.Иванов. НРС 1969 г. – М.: Союзгеолфонд, 1981. – 116 с.
165. *Шуршалина В.А., Масиброда Г.В., Белецкая С.В.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеамурская. Лист N-54-XXV. Объяснительная записка. /Редактор Ю.А.Иванов. НРС 1968 г. – М.: Союзгеолфонд, 1978. – 110 с.
166. *Шутова М.М.* Циркуляция вод Охотского моря в экстремальные и средние по ледовитости годы. Автореф. дисс., ДВГУ, Владивосток, 2008.

167. *Щетников Н.А.* Цунами на побережье Сахалина и Курильских островов по мареографным данным 1952 – 1968 гг. 1990. ДВНЦ. АН СССР. Владивосток. С.160.
168. *Эйхвальд Л. П., Платонова Н. И.* Новые данные о составе, строении, биоте пограничных слоев нижнего и верхнего мела в Нижнем Приамурье. // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: Косыгинские чтения, 21–23 января 2003 г., г. Хабаровск. /Под ред. И.П. Романовского. – Хабаровск. ИТиГ ДВО РАН, 2003. – С. 37–46.
169. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1999. 132 с. + 2 вклейки.
170. *Якунин Л.П.* К обоснованию пропуска вод реки Амур по новому руслу. – Тр. ДВНИГМИ, 1975, вып. 55, с. 61-65.
171. *Якунин Л.П., Дударев О.В., Боцул А.И., Аникиев В.В., Уткин И.В.* О влиянии гидрометеорологических факторов на распределение взвешенного стока реки Амур в Охотоморской части эстуария // Темат. вып. ДВНИГМИ. - 2000. - N 3. - С. 139-149, 249, 257: 4. - 18.
172. *Cushing D.H.* The long-term relationship between zooplankton and fish // ICES J. Mar. Sci. 1995. V. 52. P. 611-625.
173. <http://oopt.aari.ru/oopt/>. [Электронный ресурс]. Перечень ООПТ.ООПТ России
174. <http://www.regnum.ru/news/884327.html> [Электронный ресурс]. Дата обращения 13.09.2007.
175. *Kobayashi N.* Marine pollution bioassay by sea urchin eggs, an attempt to enhance accuracy // Publ. Seto. Mar. Biol. Lab. 1974. V. 21. № 5-6. P. 377-391.
176. *Matveeva T., Mazurenko L., Prasolov E., Kulikova M., Beketov E., Puurt J., Shoji H., Jin Y.K., Obzhirov A., Logvina E., Krylov A., Minami H., Hachikubo A.* Gas hydrates on the Sakhalin slope (the Sea of Okhotsk): Origin, formation control, and gas resources 9th International Conference on Gas in Marine Sediments, September 15-19, 2008, University of Bremen, Germany. P. 40-41.

#### Фондовая\*

177. *Авдеева А.Б., Гончаров М.Н.* Отчет о комплексном обследовании основных курортных объектов Приморского и юга Хабаровского краев.
178. *Агафонова Н.С.* Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Редукция Буге ( $G = 2,3 \text{ г/см}^3$ ). Листы N-54-XXIX, XXX. 1967. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13299.
179. *Агафонова Н.С.* Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Редукция Буге ( $G = 2,3 \text{ г/см}^3$ ). Лист N-54-XVII. 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13269.
180. *Агафонова Н.С.* Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Редукция Буге ( $G = 2,3 \text{ г/см}^3$ ). Лист N-54-XXII. 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13270.
181. *Агафонова Н.С.* Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Редукция Буге ( $G = 2,3 \text{ г/см}^3$ ). Листы N-54-XXXV, XXXVI. 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13300.
182. *Агафонова Н.С., Волков А.Н.* Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Редукция Буге ( $G = 2,3 \text{ г/см}^3$ ). Лист N-54-XXVIII. 1967. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13584.
183. *Агафонова Н.С., Волков А.Н.* Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Редукция Буге ( $G = 2,3 \text{ г/см}^3$ ). Листы N-54-XXIII, XXIV. 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13585.

184. *Агафонова Н.С., Волков А.Н.* Гравиметрическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Листы М-54-IV, N-54-XXXIV. Объяснительная записка. 1969. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13847.
185. *Агеенко В.Н.* Результаты поисково-разведочных работ на рудное золото на водоразделе рр. Ема, Сред. Ема, руч. Грозный (отчет Граничной партии по работам 1971-72 гг. на Граничном золоторудном проявлении). ДВТГУ, Хабаровск, 1972. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 15126.
186. *Айнемер А.И., Краснов С.Г., Прохорова С.М. и др.* Закономерности распространения металлоносных осадков в Тихом океане, на Восточно-Арктическом и Дальневосточном шельфе СССР на основе изучения седиментогенеза. Кн. 1. Л., ПГО "Севморгеология", 1983. 208 с.
187. *Алексеев Е.Я.* Геологический отчет о поисковых работах на уголь, проведенных в бассейне верхнего и среднего течения реки Амгуни в 1959 г. ДВГУ, Хабаровск, 1960. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8387.
188. *Алексеева Т.И.* Отчет о результатах детальной разведки в бассейне рек Ул Орельский и Бекчи Белогорской ГРП в 1982-1984 гг. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20496.
189. *Астафьев В.Ф.* Результаты поисково-разведочных работ на россыпное золото в бас. рр. Бол. Кадинской, Яй, руч. Хутаксо и Глинского (отчет Мариинской партии по работам 1970-72 гг.). Нижнеамурское ГПП, с. Красное, 1972. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 15466.
190. *Баранова Г.П.* Отчет Специализированной гравиметрической партии № 7 о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 в бас. рр. Бичи, Битки, в среднем течении р. Амгунь в 1985-87 гг. (Бичинский объект). ГФЭ ПГО «Дальгеология», Хабаровск, 1987. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21017.
191. *Белогуб В.Н.* Результаты гравиметрической съемки масштаба 1:1 000 000 на Северном Сихотэ-Алине и в междуречье Амур-Амгунь-Уда (отчет Сихотэ-Алинской партии за 1964 г.). ГФЭ ДВГУ, Хабаровск, 1965. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11213.
192. *Белогуб В.Н., Здориченко В.П. и др.* Отчет о результатах работ Балашовской аэрогеофизической партии за 1969 г. ГФЭ ДВТГУ, Хабаровск, 1970. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 14056.
193. *Бибикова А.В.* Гравиметрическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Редукция Буге ( $G = 2,3 \text{ г/см}^3$ ). Лист М-54, 55, ВНИИгеофизика, 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 14220.
194. *Блинов Б.П.* Краткий отчет о произведенных полевых работах на рудное золото у пос. Тахта в 1939 г. 1939. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 7350
195. *Блюмштейн Э.И., Мусин В.Н. и др.* Окончательный отчет по теме 265 «Опытно-методические работы по расчленению и корреляции магматических образований в золотоносном районе юга Дальнего Востока». ВСЕГЕИ, Л., 1973. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 15956.
196. *Богомяков В.Н., Степанов Н.Н.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в верховьях р. Сред. Ул и руч. Горбушечный (отчет Верхнеулской партии за 1975-78 гг.). В 2-х томах. ДВТГУ, Хабаровск, 1978. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18515.
197. *Бойко И.П., Никитин Ю.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые окрестностей г. Николаевск-на-Амуре (отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Николаевской партии в 1963-1964 гг.). ДВГУ, Хабаровск. 1965. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 10999.
198. *Болдовский В.Н., Гурович В.И.* Проявления камнесамоцветного сырья на территории Приамурья. Отчет о результатах ревизионно-оценочных работ на ограниченные



и поделочные камни в Хабаровском крае и Амурской области за 1966-70 гг. 1971. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 14406.

199. *Брагинский С.М.* Отчет о поисково-ревизионных работах на фарфоровый камень в Хабаровском крае за 1973-75 гг. (Приамурский отряд). 1975. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 16905.

200. *Бруско Э.Н.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на алунит в бассейне р.Березовки (Чаятынская партия, 1965 г.). ДВГУ, Хабаровск, 1966. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11712.

201. *Бруско Э.Н., Долбинов А.С.* Геологическое строение и полезные ископаемые бас. рр. Лонгари и Малахта (отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Александровской партии за 1972-73 гг.). с. Красное, 1974. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 16685.

202. *Бруско Э.Н., Дьячков М.К.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Джапи-Мухтель (отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 Мангулийской партии за 1969-71 гг.). ДВТГУ. С. Красное, 1972. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 15127.

203. *Буланова Н.Ф., Захаров В.А. и др.* Отчет о результатах подготовки геофизической основы масштаба 1:50 000, выполненной для геологосъемочных работ в Нижне-амурском золотоносном районе (Нимеленский объект). ПГО «Дальгеология», Хабаровск, 1990. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21580.

204. *Бурлаков В.С.* Отчет по разведочным работам на месторождении россыпного золота руч. Турчик с подсчетом запасов по состоянию на 1.12.2006 г. Альфа а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25601.

205. *Бурлаков В.С.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на россыпное золото в Херпучинском и Мухтельском золотоносных узлах в 2001-2005 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.10.2007 г. Альфа а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, 25834.

206. *Бурлаков В.С.* Материалы оперативного изменения состояния запасов россыпного золота по месторождению ручья Турчик на 1.06.2010г. Альфа а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26201.

207. *Буханченко А.И., Кротов С.Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые верхних течений рек Амгунь, Гуджал, Дубликан. (Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 и поисковых работ, проведенных Амгунской партией в 1976-1979 гг. в пределах трапеций М-53-39-Г; М-53-40-Г-а, б, в; М-53-41-Г-б, в, г; М-53-42-В; М-53-51-Б; М-53-51-Г; М-53-52-А; М-53-52-В; М-53-63-Б). Фонды ОАО «Дальгеофизика», 1981.

208. *Быковская Е.В., Соболев А.О.* Основные закономерности размещения и корреляция главных типов позднемезозойских вулканогенных комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена для целей крупномасштабной геологической съемки. ВСЕГЕИ, 1982. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19549.

209. *Былков С.Н.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Граничного золоторудного рудопроявления (Граничная партия 1981-1984 гг.). ПГО «Дальгеология», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20283.

210. *Былков С.Н.* Отчет о детальной разведке Колчанского месторождения перлитов в Николаевском районе Хабаровского края с подсчетом запасов на 1.01.86 г. и результатах работ на прилегающих площадях за 1983-1986 гг.. ПГО «Дальгеология», 1986. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20704.

211. *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». ГГП «Хабаровскгеология», Хабаровск, 2001. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1368.

212. *Ващенко Г.Г.* Отчет о результатах работ Херпучинской ГРП за 1976-77 гг. в бассейнах руч. Усолгин и Бол. Ваюн с подсчетом запасов россыпного золота по состоянию на 1.01.1981 г. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19339.
213. *Ващенко Г.Г.* Отчет о результатах работ Херпучинской ГРП за 1977-79 гг. в бассейне р. Бичи с подсчетом запасов россыпного золота по состоянию на 1.10.1981 г. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19477.
214. *Ващенко Г.Г.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото, проведенных Херпучинской ГРП в долинах рч. Почель, Сунгачан, Бол. Ваюн, Маристый и в периферийных частях Маловаюнской депрессии в 1979-81 гг. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19638.
215. *Ващенко Г.Г.* Отчет о результатах ревизионно-разведочных работ на россыпное золото, проведенных Херпучинской ГРЭ в долине р. Верхняя Уда в 1976 – 1983 гг. с подсчетом запасов на 1.01. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, №1984 № 20106.
216. *Вебер В.Т.* Карта аномального магнитного поля СССР, масштаб 1:200 000. Листы N-54-ХIII-XV, XIX-XXI, XXV-XXVII, XXXI-XXXIII с объяснительной запиской. ДВГУ, Хабаровск, 1963. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11655.
217. *Володькова Т.В.* Отчет о результатах опережающих аэрогеофизических работ масштаба 1:50 000 с целью подготовки геофизической основы для геологосъемочных работ в Нижнеамурском рудном районе (Высокогорный объект). Геофизическое ГГП, Хабаровск, 1999. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22017.
218. *Гаврющенко О.Т.* Отчет о геолого-поисковых работах на прибрежно-морские россыпи золота Северо-Западного Приохотья за 1972-74 гг. Приморгеолком, Хабаровск, 1974. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 16809.
219. *Ганжа Ф.Х., Степаненко М.Д.* Геологическое строение и промышленная оценка россыпей р.Лев.Иктинго и руч.Алакит. (Тугуро-Чумиканский район Хабаровского края. Подсчет запасов по состоянию на 1.1.1973 г.) (Турчикская партия). ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 15557.
220. *Гапонов А.П., Гуляев Б.И.* Отчет о результатах аэрогеофизической съемки Становой партии за 1966 г. ДВТГУ, Хабаровск, 1967. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12532.
221. *Гатауллин Д.Д., Конкин Е.Г. и др.* Геологическое строение и нефтегазоносность листа N-54-129-А и северной части листа N-54-129-В (Теньгинская площадь). Отчет Теньгинской партии по результатам геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 за 1963 г. 1964. Сах. ТФГИ, № 2511.
222. *Гатауллин Д.Д., Конкин Е.Г. и др.* Геологическое строение и нефтегазоносность листа N-54-130-В (Средневалская площадь). Отчет о результатах работ Средневалской геологосъемочной партии летом 1964 г. 1965. Сах. ТФГИ, № 2692.
223. «Геоэкологическое картирование м-ба 1:500 000 территории Сахалинской области (о. Сахалин)», проведенное в 1991–2000 гг. Южно-Сахалинск: ФГУП СахГРЭ, 2002. Арх. №8023.
224. *Гилязетдинов Ф.* Отчет о поисковоразведочных работах на золото в южной части хребта Мевочан (Система рек Турки и Иктинго). «Приморзолото», 1948. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 2164.
225. *Гилязетдинов Ф.* Отчет о поисково-разведочных работах на золото в северной части хребта Мевочан (Система оз. Мухтель, Охотское море). «Приморзолото». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 6792.
226. *Гилязетдинов Ф.* Краткий отчет о геолого-поисковых работах в верховьях рч. Ул Орельский в 1949 г. (Колчанское приисковое управление). «Приморзолото». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 7355.

227. *Голованов А.А.* Отчет о работе Амурской партии № 18/51, Теньгинской № 13/51, Погибинской № 14/51 и Ледовой № 19/52 гравиметрических партий в междуречье рр. Теньги и Ныш и на льду Амурского лимана и Невельского пролива, 1951-52 гг. 1953. Сах. ТФГИ.
228. *Головко Б.А., Бронштейн А.Н.* Отчет о результатах аэрогеофизических работ Тугурской партии в Тугуро-Чумиканском, Тахтинском и Н-Амурском районах Хабаровского края в 1957 г. ДВГУ, Хабаровск, 1958. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 7099.
229. *Головко Б.А., Бронштейн А.Н.* Отчет о результатах аэрогеофизических работ Херпучинской партии в Тугуро-Чумиканском, Ульчском, Тахтинском и Нижне-Амурском р-нах Хабаровского края в 1958 г. ДВГУ, Хабаровск, 1959. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8038.
230. *Головко С.В., Брусянцева В.С.* Отчет о результатах работ Чаятынской аэрогеофизической партии за 1981-83 гг. ПГО «Дальгеология», Хабаровск, 1983. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19924.
231. *Гордина Р.И. и др.* Полезные ископаемые Сахалинской области. Сахалин-геолком, 2002. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24842.
232. *Горелов Г.П.* Геологический отчет о результатах работ Лагуриноского отряда № 349/62 по поискам глини в Рыбновском и Охинском районах Сахалинской области. 1963. Сах. ТФГИ.
233. *Григорьев Г.К.* Отчет о детальном геологоразведочных работах, проведенных на Николаевском-на-Амуре месторождении андезит-базальтов, по работам 1956 г. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 7094.
234. *Гриханов Н.А.* Результаты поисковых и разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рч.рч. Им, Юшкаты, Почель, Бол. Ваюн. (Отчет Херпучинской ГРП за 1986-90 гг.). «Приморзолото», 1990. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21517.
235. *Гриханов Н.А.* Результаты поисковых и разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Бол. Ваюн и Джук (Отчет Херпучинской ГРП за 1988-91 гг.). Дальгеолком, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21645.
236. *Гриханов Н.А.* Результаты поисковых и детальном разведочных работ, проведенных на россыпное золото в бассейне нижнего течения р. Амгунь (руч. Люга, Модель, рч. Большая, руч. Мал. Инилохан и др.). (Отчет Херпучинской ГРП за 1987-91 гг.). «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21711.
237. *Гриханов Н.А.* Результаты поисковых работ, предварительной и детальном разведки на россыпное золото в бассейне рч. Херпучи), руч. Гайфон и др. (Отчет Херпучинской ГРП за 1988-91 гг.). «Приморзолото» Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21738.
238. *Гриханов Н.А.* Результаты поисковых работ, предварительной и детальном разведки на россыпное золото в бассейне р. Амгунь (Бол. Уда (Гугинка), Бичи, Джатка, Безымянный) и в Турчикском узле (Отчет Херпучинской ГРП за 1988-92 гг.). ДВТГУ, «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21822.
239. *Гуляев Б.И.* Отчет о результатах аэрогеофизической съемки Южной партии за 1967 г. ДВТГУ, Хабаровск, 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», № 13029.
240. *Гусев Д.И., Косов С.И.* Отчет о результатах геолого-поисковых и разведочных работ на золото, проведенных в верховьях р. Ул Орельский, междуречье рек Лонгари-Мал. Вилки и бассейне р. Ул Морской (Тиссовская партия, 1961 г.). ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9378.
241. *Даниленко Н.Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Среднего Ула и Бекчи. Отчет Многовершинной партии о результатах поисково-оценочных работ на флангах Многовершинного золоторудного месторождения за 1986-88 гг. Нижнеамурское ГГП, с. Красное. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21161.
242. *Даниленко Н.Ф.* Отчет о производстве детальном разведки Члянского месторождения базальтов для производства минеральной ваты в Николаевском р-не Хабаров-

ского края (Хоздоговорной объект). Нижнеамурское ГПП, с. Красное. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21516.

243. *Даниленко Н.Ф.* Отчет о результатах предварительной разведки Середочного месторождения цеолитов в Николаевском районе Хабаровского края с подсчетом запасов по состоянию на 1.01. 1992 г. Нижнеамурское ГПП, с. Красное, 1992. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21747.

244. *Даниленко Н.Ф.* Геологическое строение и геолого-промышленная оценка Середочного месторождения цеолитов. Отчет Амгуньской партии о результатах детальной разведки Середочного месторождения цеолитов в Николаевском районе Хабаровского края за 1991-93 гг. Нижнеамурское ГПП, с. Красное, 1994. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22060.

245. *Даниленко Н.Ф., Дениско В.А.* Отчет о производстве поисковых работ на цеолиты для сельского хозяйства и промышленности в пределах Николаевского р-на Хабаровского края в 1986-89 гг. (Объект Цеолитовый) + Технично-экономические обоснования (ТЭС) о возможном промышленном значении Середочного м-ния цеолитов по результатам поисково-оценочных работ. Нижне-Амурское ГПП, с. Красное, 1989. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21368

246. *Денисов С.В.* Карта комплексной россыпной металлогении масштаба 1:50 000 Хабаровского края. Отчет по теме Б-14/501 (16) за 1986-1989 гг. Дальгеолком, Хабаровск, 1991. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21790.

247. *Денисов С.В. и др.* Комплексная оценка перспектив Юго-Западного Приохотья на прибрежно-морские россыпи. Фонды КПП по Хабаровскому краю, Хабаровск, 1974.

248. *Денисов С.В.* Оценка и учет прогнозных ресурсов благородных металлов (золото, серебро, платиноиды) в Хабаровском крае и Еврейской АО по состоянию на 01.01.1993 г. Дальгеолком, Хабаровск, 1993. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 2119.

249. *Денисов С.В., Селезнев П.Н.* Оценка и учет прогнозных ресурсов золота Хабаровского края по состоянию на 1.01.1998 г.

250. Динамика экосистем, формирование биопродуктивности и биоресурсов Мирового океана. Отв. исп. В.Г Тарасов ИБМ ДВО РАН, Владивосток, 2003, 469 с.

251. *Добкин С.Н. (отв. исп.).* Информационный отчет Богородской партии о геологическом доизучении масштаба 1:200 000 листа N-54-XXXIII за 1999-2002 гг. (Богородский объект). ФГУ ГПП «Хабаровскгеология», Хабаровск, 2002. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск № 22847.

252. *Долбинов А.С.* Отчет о геологоразведочных работах Белогорской партии за 1956-1959 гг. ДВГУ, Хабаровск. 1960. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8645.

253. *Долбинов А.С., Дорошкова З.Н.* Геологическое строение и промышленная оценка россыпи золота руч. Турчик (Николаевский район Хабаровского края). Подсчет запасов по состоянию на 1.06.1971 г. ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск № 14507.

254. *Долбинов А.С., Егорова Н.И., Таюрская Г.И.* Объяснительная записка к карте золотоносности и других металлических полезных ископаемых бассейна приустьевой части р.Амур и побережья Сахалинского залива, масштаб 1:1000000. ДВТГУ, 1967. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12387.

255. *Долбинов А.С., Попов Г.С.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на рудное и россыпное золото, проведенных в бассейне рек Джук, Юшкuty и районе прииска Херпучи в 1962 г. ДВГУ, Хабаровск, 1963. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9923.

256. *Дурасова Н.Н.* Предварительный отчет о работах Налевской геологической партии в 1936 г. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, 1936. № 3608.

257. *Дымович В.А., Кайдалов В.А.* Легенда Николаевской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Хабаровск, 1998. Фонды ОАО «Дальгеофизика».

258. *Дьяков В.Н.* Отчет Лимурчанской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной в бассейнах верхних течений рек Пильда и Лимури в 1986-1991 гг. ПГО «Дальгеология», с. Красное, 1991. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21750.

259. *Дьяков В.Н.* Пояснительная записка к карте золотоносности Бекчи-Улского рудно-россыпного узла масштаба 1:25 000 (отчет по теме 361). ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». 1998. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22311.

260. *Дьяков В.Н.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в бассейнах оз. Орель и северо-западного побережья Сахалинского залива за 1997-1999 гг. ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22616.

261. *Дьяков В.Н.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в бассейне северного побережья оз. Орель за 2000-2002 гг. ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22898.

262. *Дьяков В.Н.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в бассейне северного побережья оз. Орель за 2002-2003 гг. ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24576.

263. *Дьяков В.Н.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейнах ручьев Ошибочного и Мартовского, правых притоков р. Сомня за 2000-2002 гг. ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24626.

264. *Дьяков В.Н.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в бассейнах северного побережья оз. Орель, северо-западного побережья Сахалинского залива и р. Ясман за 2000-2004 гг. (с подсчетом запасов). ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24827.

265. *Дьяков В.Н.* Геологическое строение россыпей золота Галининской и руч. Настин (с подсчетом запасов). ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25437.

266. *Дьяков В.Н.* Геологическое строение месторождения россыпного золота Наташин Лог (с подсчетом запасов). 2005 г. ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25493.

267. *Дьяков В.Н.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в междуречье нижнего течения рек Бекчи и Ул и на северо-западном побережье Сахалинского залива (с подсчетом запасов по россыпям Галининской и руч. Пашицина на 1.11.2006 г.). ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25574

268. *Дьяков В.Н.* Отчет о поисковых и оценочных работах на россыпное золото в бассейне руч. Докдо с подсчетом запасов на 1.07.2008 г. ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25909

269. *Дьяков В.Н.* Материалы по оперативному пересчету запасов месторождения россыпного золота Наташин Лог по результатам эксплуатационной разведки в блоках С1-3 и С1-4. ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26031.

270. *Дьяков В.Н.* Отчет о результатах разведочных работ на месторождении россыпного золота в бассейне руч. Докдо с подсчетом запасов по состоянию на 1.03.2010 г. ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26172.

271. *Дьяков В.Н.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в междуречьи нижнего течения рек Бекчи и Ул и на северо-западном побережье Сахалинского залива в 2005-2010 гг. (объект Бекчи) с подсчетом запасов по россыпям Еленинской и Мал. Рогачен по состоянию на 1.06.2010 г.). ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26234.

272. *Дьяков В.Н., Умов А.П.* ТЭО постоянных разведочных кондиций для подсчета запасов золота Глубокой россыпи руч. Нижнего Соболиного (с подсчетом запасов на 1.01.2008 г.). ЗАО старателей «Дальневосточные ресурсы». ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25887.

273. *Дьячков М.К., Стеганцов В.А.* Отчет о результатах группой геологической съемки Савинской партии масштаба 1:50 000 на территории водораздела р. Амур и Амурского лимана за 1974-1978 гг. ДВТГУ, с. Красное, 1979. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1234.

274. *Дьячков М.К.* Отчет Лимурийской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной в бас. рр. Лимури и Пильда, за 1984-89 гг. 1989. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1242.

275. *Евсеев С.В.* Отчет о результатах работ по объекту «Оценка геологической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листов N-54-XXIX, XXX. Южно-Сахалинск, 2012. Сах. ТФГИ

276. *Елисеева В.К.* Окончательный отчет о работе поисково-тематической партии в р-не колчеданно-полиметаллического оруденения на побережье Сахалинского залива Охотского моря и поисках корунда в р-не прииска Сивук.1939-40гг. ДВГУ, 1940, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 5732.

277. *Ермилова И.О., Потоцкий Ю.П.* Отчет о результатах работ Лимурийской аэрогеофизической партии за 1983-86 г. (Комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1:50 000 и 1:25 000 в пределах Нижнеамурской рудоносной площади). ПГО «Дальгеология», Хабаровск, 1986. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20717.

278. *Житинев Н.Н.* Геолого-экономическая оценка техногенной аллювиальной россыпи руч. Гайфон (Херпучинский золотоносный узел). Департамент природных ресурсов по ДВ региону, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22735.

279. *Забродин В. Ю. (отв. исп.)* Информационный отчет Полигонной партии по работам 1988-2001 гг. (ГДП-200 и подготовка к изданию листов Госгеолкарты-200/2 РФ: М-53-VIII, IX, X, XI, XIV, XV, XVI, XVII). Фонды ОАО «Дальгеофизика», 2001.

280. *Забродин В. Ю.* Отчет по объекту 32-19/1 «Создание комплекта государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 листа N-53 (Шантарские острова)» (в 4-х книгах). Хабаровск, 2005. Фонды ОАО «Дальгеофизика»

281. *Зарембский Е.П.* Промежуточный отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в бассейне р. Ул Орельский в 1965 г. (Улская партия). ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11711.

282. *Зарембский Е.П.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на золото, проведенных в 1965-66 гг. в бассейне р. Бекчи, оз. Орель, рек Мухен, Чадай и Мангули (Михайловская партия). ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12517.

283. *Зарембский Е.П.* Промежуточный отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Бекчи и Ул в 1967 г. ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13030.

284. *Зарембский Е.П.* Карта прогноза на золото масштаба 1:500 000. Нижнее Приамурье (листы N-54-A,B). Объяснительная записка. Отчет ко второй части темы 306 за 1985-87 гг. 1987. Нижнеамурское ГПП, с. Красное. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20911.

285. *Зарембский Е.П., Ганжа Ф.Х.* Отчет о результатах разведочных работ, проведенных в 1962-66 гг. на Кулибинском месторождении россыпного золота (Улская партия. Подсчет запасов по состоянию на 1.1.1967 г.). № 12283.

286. *Зарембский Е.П., Ганжа Ф.Х.* Отчет о результатах разведочных работ, проведенных в 1962-66 гг. на Эватакском месторождении россыпного золота (Улская партия. Подсчет запасов по состоянию на 1.1.1967 г.). ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12284.

287. *Зарембский Е.П., Ганжа Ф.Х.* Материалы по подсчету запасов золота по россыпям ручьев Ивановского, Апрельского, Шумного, Нового, Заячьего, р. Сивук и р. Малой (Бухтыанской), расположенных на территории Николаевского района Хабаровского края РСФСР (подсчет запасов по состоянию на 1 декабря 1967 г.). ДВТГУ, Хабаровск. 1967. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12626.

288. *Зарембский Е.П., Ганжа Ф.Х.* Объяснительная записка к подсчету запасов золота по россыпи руч. Урал (Хабаровского край, Николаевский район). Подсчет запасов по состоянию на 1.07. ДВТГУ, Хабаровск. 1969. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13741.

289. *Зарембский Е.П., Гусев Д.И.* Промежуточный отчет о результатах поисково-разведочных работ на золото в окрестностях бывшего прииска Михайловского в бассейнах р. Бекчи, оз. Орель, рек Мухен, Чадай, Мангули в 1965 г. ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11984.

290. *Зарембский Е.П., Долбинов А.С.* Объяснительная записка к подсчету запасов золота по россыпи руч. Удачного (Хабаровский край, Николаевский район). Подсчет запасов по состоянию на 1.05. 1969 г. (Бекчи-Улская партия). ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13361.

291. *Зарембский Е.П., Долбинов А.С.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото, проведенных в 1967-68 гг. в бассейне р. Бекчи. Подсчет запасов по состоянию на 1.07.1969 г. (Бекчи-Улская партия). ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13743.

292. *Зарембский Е.П., Долбинов А.С.* Геологическое строение и промышленная оценка россыпей золота низовьев р. Левый Ул (Николаевский район Хабаровского края. Подсчет запасов по состоянию на 1.01.1970 г.). ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 14185.

293. *Зарембский Е.П., Долбинов А.С.* Отчет о результатах разведочных работ, проведенных в 1964-69 гг. на месторождении россыпного золота руч. Заманчивого (Хабаровский край, Николаевский район. Подсчет запасов по состоянию на 1.01.1971 г.). (Члянская партия). ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 14383.

294. *Зарембский Е.П., Дорошкова З.Н.* Объяснительная записка к подсчету запасов золота по россыпи верхнего течения р. Ул. (Хабаровский край, Николаевский район). Подсчет запасов по состоянию на 1.01. 1970 г. ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 14179.

295. *Зарембский Е.П., Пилацкий В.Э., Гусев Д.И.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на золото в бассейне верхнего течения р. Ул Орельский и на побережье залива Рейнеке в 1963 г. (Улская партия). ДВГУ, с. Сусанино, 1964. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 10735.

296. *Зарембский Е.П., Пилацкий В.Э., Косов С.И.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на золото в бассейне верхнего течения р. Ул Орельский и на северо-западном побережье Сахалинского залива в 1962 г. (Тиссовская партия). ДВГУ, с. Сусанино, 1963. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9921.

297. *Зарембский Е.П., Поздняков А.В.* Отчет о результатах работ на золото в бассейне верхнего течения р. Ул Орельский в 1964 г. (Улская партия). ДВГУ, с. Сусанино, 1965. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11057.

298. *Зарембский Е.П., Попов Г.В.* Отчет о результатах поисковых работ масштаба 1:50 000, проведенных в бассейне рек Херпучи и Тальмак (Тальмакская партия, 1961). ДВГУ, Хабаровск, 1961. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8987.

299. *Зарембский Е.П., Попов Г.В.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000, проведенных в пределах Амгунь-Дальжинского водораздела в 1961 г. (Дальжинская партия, 1962). ДВГУ, с. Сусанино, 1962. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9311.

300. *Зарембский Е.П., Шевченко В.В.* Отчет по теме 188 «Составление прогнозно-металлогенической карты восточной части Нижнеамурской золотоносной области в масштабе 1:200 000 (1977-83 гг.). 1984. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20158.
301. *Захаров В.А., Гришина Н.Л. и др.* Результаты гравиметрических и аэрогеофизических исследований в пределах Тугур-Амгунского междуречья (отчет о результатах работ Усалгинской гравиметрической и Ульбанской аэрогеофизической партий за 1975-79 гг.). ДВТГУ, Хабаровск. 1979. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18821.
302. *Зинченко В.Ф.* Объяснительная записка к техническому отчету по геолого-разведочным работам за 1947 г. Прииск Херпучи треста Приморзолото. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 2133.
303. *Зинченко В.Ф.* Результаты работ Колчанского приискового управления за 1953 г. «Приморзолото», Хабаровск, 1953. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 6894.
304. *Зинченко В.Ф.* Материалы к карте золотоносности Колчанского приискового управления. «Приморзолото», Хабаровск, 1953. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 6900.
305. *Зинченко В.Ф.* Объяснительная записка к подсчету запасов по Колчанскому приисковому управлению на 1 января 1954 г. «Приморзолото», Хабаровск, 1954. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 7363.
306. *Иванищенко А.К.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ, проведенных Искинской партией на алунитовом месторождении Аскуп в 1965-1968 гг. ДВТГУ, Хабаровск. 1969. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 14384.
307. *Иванищенко А.К., Кузин А.А.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ в пределах Дыльменской золоторудной структуры (Приисковая, Дыльменская партии, 1973-76 гг.). ДВТГУ, Хабаровск. 1977. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18136.
308. *Иванова А.М.* (отв. исп.). Атлас донных осадков Мирового океана. Т. II. Окраинные и внутренние моря. СПб, ВНИИОкеангеология, 1992, 60 с.
309. *Казазаев В.П., Иваненко П.А., Рязанцев А.А. и др.* Отчет о проведении геологической съемки масштаба 1:1000 000 шельфа Охотского моря в пределах листов N-53, 54 с использованием материалов геологической съемки шельфа масштаба 1:200 000 листов N-53-X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII. Росгеолфонд, ТГФ ОАО «Дальморгеология», Находка, 2002 г.
310. *Кайдалов В.А., Дьяков В.Н., Тертерян А.Т. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые побережий заливов Александры и Николая (отчет Джапинской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 за 1973-76 гг.). ДВТГУ, с. Красное, 1976. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1233.
311. *Кайдалов В. А., Дьяков В. Н., Романов Б. И.* Отчет Сунгачанской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000, проведенной на листах N-54-111-Б-в,г; Г; -112-А-в,г; В, Г, -113-В-в; -123-Б,Г; -124-А, Б, В, Г; -125-А-а,в,г; В (восточная часть хр. Чаятын), за 1976-1981 гг. ПГО «Дальгеология», Хабаровск, 1981. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1239.
312. *Кайдалов В.А. и др.* Отчет Херпучинской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000, проведенной в междуречье Амгунь-Бичи, за 1981-86 гг. ПГО «Дальгеология», Хабаровск, 1986. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1240.
313. *Кайдалов В.А.* Информационный отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:50 000, выполненных Алгатинской, Усалгинской, Сомнинской и Ларгасинской партиями Нижнеамурского ГГПИ в 1989-92 гг. ФГУ ГПИ «Хабаровскгеология», Хабаровск, 1999. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1323.
314. *Кайдалов В.А., Новоселов Б.А., Максимова Л.Б.* Отчет Николаевской партии о результатах геологического изучения площадей масштаба 1:200 000, проведенного на западном побережье Сахалинского залива и в приустьевой части р. Амур (листы N-54-XXI, -XXVII) в 1995–2002 гг. (в 2 томах). 2002.



315. *Кайдалов В. А.* и др. Отчет о результатах работ за 2004-2007 гг. по Государственному контракту № 3/04 «Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 территории листа М-54-I (Пильдо-Лимурийский объект). ФГУП «Дальгеофизика», Хабаровск, 2007, Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1443.

316. *Кайдалов В. А.* и др. Отчет о результатах работ за 2007-2010 гг. по Государственному контракту № 6/2007 «Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 территории листа N-54-XXXII (оз. Удыль). ФГУП Дальгеофизика, 2010. Фонды ФГУП «Дальгеофизика»,

317. *Калита В. А., Астапенко В. Н., Букатин А. С.* и др. Отчет о детальной разведке участка Рассошина Личинского месторождения подземных вод с подсчетом эксплуатационных запасов для водоснабжения г. Николаевск-на-Амуре по состоянию на 1 ноября 1987 г. (Николаевская партия, 1985-87 гг.). В 4-х кн. ПГО «Дальгеология», Хабаровск, 1987. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1184.

318. *Калмыков В.М.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в Тахтинском золотоносном районе за 1987-90 гг. Тахтинская партия (подсчет запасов по состоянию на 01.01.1991 г.). Нижнеамурское ГПП, с. Красное, 1990. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21607.

319. *Камаев Н. М. (отв. исп.).* Отчет о результатах работ по объекту № 3/07 «Мониторинг цифровых материалов по геологическому строению, минерально-сырьевым ресурсам, состоянию и использованию недр федерального и территориального уровней по Хабаровскому краю и ЕАО». ФГУП «Дальгеофизика», Хабаровск, 2006. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1445.

320. *Карибжанов В. Ф.* Отчет о детальных поисковых работах на Белогорском рудном поле (Белогорская партия) в 1976-1979 гг. 1980.

321. *Кесслер Л. А.* Геология, подземные воды и полезные ископаемые юго-западного побережья Сахалинского залива. 1955.

322. *Киришев Ф.Н.* Разработка локальных прогнозов и рекомендаций по направлению геологоразведочных работ в Пильдо-Лимурийском золотоносном районе (Отчет по теме 262 за 1981-85 гг.). ДВПГО, Хабаровск, 1985. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20572.

323. *Кисея А.П., Васильева В.В., Дружинин И.А.* Сырьевая база золотой промышленности Нижнеамурского района и перспективы ее расширения (отчет о работах Хабаровской ревизионно-тематической партии на золото за 1960-61 гг.). ДВГУ, Хабаровск, 1962. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9563.

324. *Ковалева О.И.* Геология водораздела рек Тальмак-Херпучи и взаимоотношение изверженных пород с золотым оруденением (отчет по теме № 450 за 1956 г.). ЦНИГРИ, М., 1956. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 7801.

325. *Ковтунович П.Ю. и др.* Региональное изучение геологического строения и нефтегазоносности Шантарского возможно нефтегазоносного бассейна в Охотском море. ОАО «Дальморнефтегеофизика», г. Южно-Сахалинск, 2008.

326. *Козлов А.А., Белецкая С.В.* Новые данные о геологическом строении бас. рр. Ул, Джапи, Чадай, Ясмал, Бекчи (информационный отчет о редакционных и тематических работах, проведенных на территории листа N-54-XX в 1966-67 гг.). 2-е ГГУ, М., 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12895.

327. *Колоколов В.Г., Машовец А.Д., Иваненко Г.П.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное и рудное золото в прибрежной части низовьев р.Амур (Тахтинская партия, 1961 г.). ДВГУ. 1962. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9380.

328. *Колоколов В.Г., Шкуратов В.И.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ, проведенных Тахтинской партией в правобережной части низовьев р. Амур в 1962 г. ДВГУ, Хабаровск, 1963. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 10081.

329. *Кондратьева В.А.* Минерагеническая карта Хабаровского края. Масштаб 1:500 000, лист N-54-A (№ 15). Объяснительная записка (1996 г.). ДВИМС, Хабаровск, 2000. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 2911.
330. *Кондратьева В.А.* Минерагеническая карта Хабаровского края. Масштаб 1:500 000, лист N-54-B,-Г (№ 19). Объяснительная записка (1994 г.). ДВИМС, Хабаровск, 2000. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 2911.
331. *Кондратьева Е. М., Паишко В. Ф.* и др. Результаты гравиметрических исследований масштаба 1:200 000 бас. верхнего течения р. Тумнин и среднего течения р. Анюй (отчет о результатах работ Чичимарской партии за 1975-78 гг.). ДВТГУ, Хабаровск, 1978. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18521.
332. *Кошман М. М.* Палеоботаническое обоснование стратиграфического расчленения меловых континентальных образований Хабаровского края и Амурской области и их корреляция (Отчёт Палеонтологического кабинета за 1963-1965 гг.). Хабаровск, 1965. Фонды ОАО «Дальгеофизика».
333. *Кошман М.М.* Палеоботаническое обоснование расчленения континентальных верхнемеловых отложений юго-западного Приохотья (Отчет по теме №169 «Палеонтологическое обоснование расчленения морских юрско-меловых отложений Торомского прогиба и континентальных меловых отложений юго-западного Приохотья»). Хабаровск, 1974. Фонды ОАО «Дальгеофизика».
334. *Краснов В. Г., Рождественский В. С.* и др. Отчет «Геологическое строение и полезные ископаемые п-ова Шмидта», масштаб 1:50 000. 1972. Сах. ТФГИ.
335. *Красный Л. И.* Геологические исследования в районе озера Орель и западного побережья Сахалинского залива Охотского моря. ДВГУ, Хабаровск, 1938. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 6004.
336. *Кремнев Г. И., Горетой В. Е.* и др. Отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 за 1965-66 гг. на Дагинской площади. 1967. Сах. ТФГИ, № 3023.
337. *Кузнецов В.А.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 в бас. верхних течений рр. Пильда, Лимури, Тумнин за 1986-88 гг. Ульчский объект. ДВПГО, Хабаровск, 1988. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21186.
338. *Кулаков В.В.* Гидрогеохимическая карта региона БАМ масштаба 1:500 000 (тема № 252 за 1979-80 гг.). ДВПГО, Хабаровск, 1980. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19120.
339. *Кулаков В.В., Егорова Н.Н., Винаров В.Н.* Отчет о гидрогеологических исследованиях Анненских терм в 1960-1962 гг. (Анненская гидрогеологическая партия). ДВГУ, Хабаровск, 1963. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9984.
340. *Куренчанин В. М. Базаева В. И.* Отчет о результатах поисковых работ в бассейне реки Большой Иски. (Искинский отряд, 1964 г.). ДВГУ, Хабаровск, 1965. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11058.
341. *Куренчанин В.М., Дронов В.И.* Отчет о результатах поисковых работ на рудопоявлениях алунита Круглый Камень и Коль (Круглогорская партия, 1965). ДВГУ, 1966. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11730.
342. *Куренчанин В.М.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ в бас. р. Коль Средняя и на алунитовом проявлении Коль. ДВТГУ, Хабаровск, 1967. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12383.
343. *Курочкин А.Н.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ на флангах Многовершинного рудного поля (Курумская партия, 1982-85 гг.). Нижне-Амурское ГГП, с. Красное, 1985. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20523.
344. *Курочкин А.Н., Бруско Э.Н.* Отчет о результатах поисковых работ масштаба 1:10 000 в бассейне р. Никонка (Никонская партия, 1977-79 гг.). ДВТГУ, Хабаровск, 1979. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18829.

345. *Курочкин А.Н., Самородов В.В.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Александровском золоторудном проявлении в 1973-74 гг. (Александровский отряд). ДВТГУ, Хабаровск, 1975. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17042.
346. *Курочкин А.Н., Хохолков А.А. и др.* Отчет о результатах поисковых работ масштаба 1:10 000 в бассейне верховьев р. Бекчи (Васильевская партия, 1979-82 гг.). ПГО «Дальгеология», 1982. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19702.
347. *Кухтин В.И.* Информационный отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото, проведенных в долине руч. Аммональный в 2007 г. Ниман а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, 25759.
348. *Кухтин В.И.* Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото в долине руч. Шамохин в Ульчском районе Хабаровского края в 2009 году с подсчетом запасов по состоянию на 1.08.2009 г. Приморье а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26135.
349. *Кянно А.И.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных Херпучинской геологоразведочной партией в 1982-86 гг. на россыпное золото в бас. рр. Аян, Киткан, Верх. Уда, Сомня и руч. Красный в Нижнем Приамурье с подсчетом запасов золота по состоянию на 1.07.86 г. «Приморзолото», Хабаровск, 1986. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20809.
350. *Кянно А.И., Болдовский В.Н.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных Белогорской ГРП в 1981-84 гг. на техногенной россыпи Колчан с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1985 г. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20336.
351. *Леонтьев О. К., Лордус В. А., Васильев А. А. и др.* Отчет о геолого-геоморфологической съемке масштаба 1:50 000 листов N-54-77-B и -Г и о геоморфологических исследованиях материкового побережья Сахалинского залива (отчет Сивукской партии за 1962-1963 гг.). М., МГУ, 1964. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 10750.
352. *Липкин Ю.С. и др.* Отчет по теме 0.74.01. Изучить металлоносность кайнозойских отложений шельфа восточно-арктических и дальневосточных морей; определить районы, благоприятные для выявления зон концентрации золота, олова и алмазов. Владивосток, ГОИ, 1980. 263 с.
353. *Ловягин В. А.* Рекомендации Геохимической партии по дальнейшему изучению перспективных геохимических аномалий (по результатам Бамского отряда в 1985-1991 гг.). ДВПГО, Хабаровск, 1991. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21196.
354. *Ломакин Б.А., Астафьев В.Ф.* Отчет о результатах поисковых работ в бас. рр. Пото, Кади в 1974-75 гг. (Ауринская партия). ДВГУ, Хабаровск, 1976. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17650.
355. *Лопатин В.Н.* Отчет о проведенных поисковых, оценочных и разведочных работах на россыпное золото в Пильда-Лимурийском золотоносном районе в 1999-2001 гг. (бассейны рек Лимури, Пильда, Битки, Джатка). Приморье а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11694.
356. *Лошкарев Г.В., Кузин А.А.* Отчет о результатах поисковых работ на Дыльменском золоторудном месторождении (Дыльменская партия, 1974-76 гг.). ДВГУ, Хабаровск, 1976. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17711
357. *Майеранов В.С., Кянно А.И.* Результаты гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 в северо-восточной части Нижнего Приамурья. Отчет Куприяновской партии за 1968-69 гг. 1969 гг. ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13618.
358. *Малеев Е.Ф.* Месторождения диатомитов, трепелов и опок Советского Дальнего Востока. ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, №3308.
359. *Малыгин В.И.* Пояснительная записка к карте прогнозных ресурсов песка, песчано-гравийного материала и торфа в бассейне р.Амур. Амурское бассейновое управление, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21810.

360. *Малых Г.Д.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото в бассейнах рек Почель, Большой Ваюн, Юшкuty и по ключу Петровскому за 1963-64 гг. (Мало-Ваюнская партия). ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11059.
361. *Малых Г.Д.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото, проведенных в бассейне руч. Уляду в 1965 г. (Пальвинская партия). ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11823.
362. *Малых Г.Д.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на россыпное золото, проведенных в бассейнах рек Дидбиран и Битки в 1966-67 гг. (Дидбиранская партия). ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12916.
363. *Малых Г.Д., Рубинчик С.В.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото на Сунгачанском рудопроявлении золота и Мало-Ваюнских россыпях в 1960 г. (Мало-Ваюнская партия). ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8891.
364. *Малых Г.Д., Рубинчик С.В.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное и рудное золото, проведенных в бассейнах рек Почель и Ваюн в 1961 г. (Мало-Ваюнская партия). ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9361.
365. *Малых Г.Д., Тишков Б.Т., Комаров В.А.* Отчет Чаятынской и Алунитовой партий о результатах поисково-разведочных работ, проведенных в бассейне реки Правый Ваюн. ДВГУ, Хабаровск. 1959. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8552.
366. *Манкевич Л.Н., Зырянова Г.М.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на Дыльменском золоторудном проявлении (Дыльменская партия 1970-71 гг.). ДВТГУ, Хабаровск. 1971. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 14583
367. *Марковец Э.Н., Валова Т.В.* Отчет о результатах крупномасштабной аэрогеофизической съемки на п-ове Шмидта. 1969. Сах. ТФГИ.
368. *Махинин А.В.* Легенда Тугурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Хабаровск, 2000. Фонды ОАО «Дальгеофизика».
369. *Мелиоранский В. А.* Золоторудные месторождения Пильдо-Лимурийского района в Нижнем Приамурье. 1936.
370. *Мельников В.В.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на месторождении россыпного золота руч. Кузьмин в пределах Ангочиканского золотоносного узла за 1994-1995 гг. Чэатын а/с . ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24441.
371. *Мельников В. В.* Отчет по разведке месторождения россыпного золота руч. Турки в пределах Турки-Иктингского золотоносного узла за 2002 год. Альфа а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24467.
372. *Мельников В.В.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на месторождении россыпного золота руч. Бол.Ангочикан в пределах Ангочиканского золотоносного узла в 1993-95 гг. Чэатын а/с . ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24666.
373. *Мельников В.В.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на месторождении россыпного золота руч.Мал. Ангочикан в пределах Ангочиканского золотоносного узла в 1995 году. Чэатын старательская артель ОАО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, 24667.
374. *Минаева А.Н., Гофман Н.Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые побережья Амурского лимана, водораздела оз. Кизи и Татарского пролива (отчет Кизинской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50 000 и поисковых работ за 1978-83 гг.). ПГО «Дальгеология», Хабаровск, 1983. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19981.

375. *Минаева А.Н. и др.* Отчет Бичинской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000, проведенной в бас. рр. Джатка, Битки за 1982-86 гг. Нижне-амурское ГПП, с. Красное, 1987. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20973.

376. *Мишин Л. Ф., Бердников Н. В., Солдатов А. И.* 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». 2001. Фонды ИТиГ.

377. *Можяева А.А., Бруско Э.Н.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:10 000 в междуречье Лев. Ул и Бекчи (Салалинская партия, 1975-77 гг.). ДВГУ. Хабаровск. 1977. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18166.

378. *Молчанов В.Ф.* Отчет о результатах поисков месторождений белой глины на мысе Ухтомского (побережье Амурского лимана). Отчет Каолиновой партии за 1962 г. ДВГУ, Хабаровск, 1963. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 1963.

379. *Мраморов В.Н.* Отчет по поисковым и оценочным работам на рудное золото и сопутствующие компоненты, проведенным на Красногорской площади в 2008 – 2012 гг. В 1 кн. ООО «Амур Минералс», Хабаровск, 2013. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26836.

380. Научное обеспечение сбалансированного планирования хозяйственной деятельности на уникальных морских береговых ландшафтах и предложения по его использованию на примере Азово-Черноморского побережья. Том 5. Дальневосточные моря. Отв.исп. Бровка П.Ф.Геленджик, 2013, с. 762-940.

381. *Нестеров* Материалы к карте золотоносности Удыльского приискового управления. «Приморзолото», Хабаровск. 1955. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 6899.

382. *Никифоров А.Н.* Отчет о поисково-разведочных работах, произведенных на месторождении бурых железняков в р-не г.Николаевска-на-Амуре в 1935-36 гг. ДВГУ, Хабаровск, 1936. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 2606.

383. *Никифорович Р.Е., Ивасенко Г.П.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное и рудное золото, проведенных в 1960 г. в низовьях р.Амура (Тахтинская партия, 1960 г.). ДВГУ, Хабаровск, 1961. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8995.

384. *Николаев В.Ф.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в Удыльском районе за 1985-88 гг. Октябрьская партия. (Подсчет запасов золота по состоянию на 1.01.1989 г.). Нижне-Амурское ГПП., с. Красное, 1988. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21222.

385. *Николаев В.Ф.* Отчет о результатах разведочных и поисковых работ в бассейнах рр.Лимури, Пильда за 1987-1990 гг. ДВПГО.1990. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21602.

386. *Николаев В.Ф.* Отчет о результатах разведочных и поисковых работ на золото в бассейнах рек Лимури, Пильда и Амур-Члянского междуречья за 1990-92 гг. (Дальжинская партия). Нижне-Амурское ГПП, с. Красное. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21799.

387. *Николаев В.Ф.* Отчет о результатах разведочных и поисковых работ на золото в бассейнах рек Битки, Пильда, Лимури за 1989-92 гг. (Биткинский объект). Нижне-Амурское ГПП, с. Красное. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21800.

388. *Онихимовский В.В.* Обзор торфяных месторождений Хабаровского края (южная часть). Объяснительная записка к карте по теме 365 за 1990 г. Дальгеолком, Хабаровск, 1990. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21605.

389. *Осипов В. В.* Отчет о детальном поисковых работах на Бухтыанском золото-рудном поле (Правобережная партия, 1973-75 гг.). 1976. ДВТФГИ, № 17775.

390. *Осинов В. В. Карибжанов В. Ф.* Отчет о результатах предварительной разведки Бухтынского золоторудного месторождения (Правобережная партия, 1974-77 гг.). ДВТГУ, 1977. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18162.

391. *Останчук В.И.* Результаты поисковых и оценочных работ на россыпное золото в бассейнах р. Бичи (р. Джатка, руч. Кириллинский, Венедиктовский, Бакан, Генкин Ключ), р. Амгунь (руч. Бол. Куян), р. Сомня (руч. Албазинский) и разведочных работ в долине рч. Грязная (бас. оз. Удыль). 2002-2004 гг. Ульчская а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24647.

392. *Останчук В.И., Нагорный В. А.* Результаты поисково – оценочных и разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рек М. Жорма, Горикан, Северный, Евгеньевский (Пильда-Лимурийский золотоносный район). 1995-2000 гг. Ульчская а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24405.

393. *Останчук В.И., Нагорный В. А.* Результаты поисково – оценочных и разведочных работ на россыпное золото в долинах руч. Мал. Битки и Красный (Удыль-Лимурийский золотоносный район). Ульчская а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24438.

394. Охотоморская серийная легенда ГГК-1000/3. Редактор О.П. Дундо. ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, 2000 г.

395. *Охранчук А.С., Слесарев А.В.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ масштаба 1:10 000 на Белогорском рудном поле, его флангах и на рудопроявлении Граничном (отчет Дорожной партии за 1980-84 гг.). ГФЭ, 1984. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20273.

396. Оценка воздействия на окружающую среду. Проект разработки Пильтун-Астохского месторождения углеводородов (Этап 1: Астохская площадь) на шельфе о. Сахалин, Российская Федерация, на условиях раздела продукции. Том 9. Экологическая Компания Сахалина, 2000.

397. *Павлов В.Н.* Отчет о результатах ревизионно-оценочных и поисково-разведочных работ на россыпное золото, проведенных Херпучинской ГРП в Удыльском золотоносном районе в 1980-85 гг. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № № 20696.

398. *Павлов В.Н.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото, проведенных по участку Октябрьский Херпучинской ГРП в 1981-86 гг. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20708.

399. *Павлов В.Н.* Отчет о результатах поисковых и детальных разведочных работ на россыпное золото в бассейнах рр. Бичи, Бол. и Мал. Ангочикан, Подозрительный, Кузьмин, Маристый, Есенга, Джатка, проведенных Херпучинской ГРП в 1982-87 гг. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20888.

400. *Павлов В.Н.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейне рек Орель и Чля в 1998-2000 гг. Приморье а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24734.

401. *Павлов В.Н.* Отчет о результатах поисковых, оценочных и разведочных работ на россыпное золото в Тахтинском золотоносном узле в 1994-96 гг. (Ульчский р-н Хабаровского края). Приморье а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24887.

402. *Павлов В.Н.* Отчет о проведенных поисковых и разведочных работах на россыпное золото в бассейне оз. Удыль в 1993-1997 гг. Приморье а/с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25422.

403. *Павлов В.Н.* Отчет о проведенных поисковых и разведочных работах на россыпное золото в бассейне рек Тяпка и Вассэ в 1993-1996 гг. Приморье а/с. 2005. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25461.

404. *Палицына В.П.* Отчет о буровых работах в Нижнеамурском и Тахтинском районах Хабаровского края, проведенных в 1957-58 гг. 4-е ГУ, 1959. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8209.

405. *Панкуль А.И., Кисец А.П.* Промышленный отчет о результатах геолого-разведочных работ на Николаевском-на-Амуре железорудном месторождении. ДВГУ, Хабаровск, 1938. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 2647.
406. *Панкуль Л.И., Барабашинова.* Предварительный отчет о результатах геолого-поисковых и поисково-разведочных работах Нижне-Амурской железорудной партии. ДВГУ, Хабаровск, 1939. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 2918.
407. *Пиляцкий В.Э., Стеганцов В.А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бас. верховьев р. Ул Орельский и прилегающей части побережья Сахалинского залива (отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Бекчинской партии за 1966-68 гг.). ДВТГУ, с. Сусанино, 1968. . ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13106.
408. *Пиляцкий В.Э., Стеганцов В.А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Шумиха, Тавервей и Тывлинка (Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Тывлинской партии за 1968-70 гг.). ДВТГУ, с. Сусанино, 1970. . ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 14016.
409. *Пиляцкий В.Э., Поликанов В.Р.* Отчет по теме 91-2/113 "Составление сводных геологических и прогнозно-металлогенических карт Усть - Амурского и Бекчи-Улского золотоносных районов в м-бе 1:100000"(в 6 томах).ДВТГУ, с. Красное, 1978. . ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18591.
410. *Подсвитник А.А.* Николаевское на Амуре железорудное месторождение. АН СССР, М., 1950. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 3672.
411. *Поликанов В.Р., Андреев Г.П.* Промежуточный отчет о геолого-поисковых работах, проводившихся в бассейнах среднего течения р.Бичи и верховьев рек Битки и Лев.Джатка в 1954 г. (Агние-Афанасьевская партия 506). ДВГУ, Хабаровск, 1955. . ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 4649.
412. *Поликанов В.Р., Дьячков М.К. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кривая Кенжа, Гера, Ухта (отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Богородской партии за 1972-74 гг.). ДВГУ, Хабаровск, 1974. . ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 16660.
413. *Поликанов В.Р., Егорова Н.Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бас. р. Бол. Иска (отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Власьевской партии за 1966-67 гг.). ДВТГУ, с. Сусанино, 1968. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1215.
414. *Поликанов В.Р., Егорова Н.Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Амур-Члянского водораздела (отчет о результатах поисково-съёмочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Магинской партии за 1968-69 гг.). ДВТГУ, с. Сусанино, 1970. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1235.
415. *Поликанов В.Р., Егорова Н.Н. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бас. рр. Тывлина, Колчанка, Коль (отчет о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000 Колчанской партии за 1970-71 гг.). ДВТГУ, с. Сусанино, 1972. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1228.
416. *Поликанов В.Р., Егорова Н.Н., Самородов В.В.* Отчет по работам Большере-ченской партии в бассейне среднего течения р.Амгунь в 1958 г. ДВГУ, Хабаровск, 1959. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8123.
417. *Поликанов В.Р., Красильников М.П., Егорова Н.Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые приустьевой части р. Амур (отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000, Огобинская партия, 1964-65 гг.). ДВГУ, с. Сусанино, 1966. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1028.
418. *Поликанов В.Р., Попов Г.С.* Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000, проведенных в пределах междуречья Амгунь-Юшкута в 1963 г. (Юшкутинская партия). ДВГУ, Хабаровск, 1964. . ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 10709.

419. *Поликанов В.Р., Саксеева Т.П.* 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. ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 4349.
420. *Поликанов В.Р., Самородов В.В., Зайнулин И.И.* Отчет о геолого-поисковых работах, проводившихся в бассейне верхних течений рек Бекчи и Ул Морской и на золотосодержащих участках Модуль и Албазино в 1959 г. (Н. Амурская партия) 1960 г. ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8555.
421. *Поликанов В.Р., Сукисян С.С.* Отчет о геолого-поисковых работах, производившихся в бассейнах среднего и нижнего течения р.Бичи и верховьев рек Битки и Левая Джатка в 1953-1955 гг. ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 832.
422. *Поликанов В.Р., Сукисян С.С. и др.* Промежуточный отчет о геолого-поисковых работах проводившихся в бассейнах рек Ваюн и Права в 1956 г. (Нижне-Амурская партия 52). ДВГУ, Хабаровск, 1956. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 1227.
423. *Понушкова Т.Ф., Шапочка И.И.* Карта аномального магнитного поля СССР, масштаб 1:200 000. Остров Сахалин, 1963. Сах.ТФГИ.
424. *Потапенко А.А.* Результаты разведки прибортовых целиков и техногенной россыпи золота в долине р. Колчан (Отчет Белогорской ГРП за 1985-1990 гг.). «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21682.
425. *Потапенко А.А.* Результаты геологоразведочных работ на россыпное золото, проведенных в бассейнах рр. Ул Орельский и Большой Мырган (Отчет Белогорской ГРП за 1989-1990 гг.). «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21653.
426. *Поштенко С.И.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото, проведенных в долинах рр. Никонда, Вассэ (бассейн р. Ул Орельский) и руч. Мутеночный, Третий (бассейн р. Сивук) Белогорской ГРП в 1979-83 гг. «Приморзолото». № 20295.
427. *Попов М.М.* Полевой отчет о работах Налевской геологоразведочной партии строительства 101 НКВД. 1942. ДВТФГИ, № 478.
428. *Прядко А. Ф., Бондарев А. И. и др.* Отчет о предварительной разведке водозабора подземных вод для Охинского промузла (г. Оха, пп. Эхаби, Тунгор, Восточный). ТФ «Сах ТФГИ», № 1984.
429. *Прядко А. Ф. и др.* Детальная разведка водозабора для Охинского промузла (г. Оха, пп. Эхаби, Тунгор, Восточный). ТФ «Сах ТФГИ», № 1985.
430. Разработка научно-методического обеспечения организации и проведения государственного геологического контроля. Отв. исп. Иванова В. В. Спб, ВНИИОкеангеология, 2006, 550 с.
431. Результаты экологического мониторинга в районе платформы «Орлан» по проекту «Сахалин-1». Мониторинг до начала строительства, Экологическая Компания Сахалина, 2005.
432. Результаты экологического мониторинга в районе строительства морских трубопроводов на участках платформа «Орлан» - БП Чайво и пролив Невельского. Предстроительный этап, Экологическая Компания Сахалина, 2004.
433. Результаты экологических исследований природной среды в районе строительства промысловых сооружений в 2001 году, Экологическая Компания Сахалина, 2002.
434. *Рейлиб Э.Л., Головкин С.В. и др.* 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, Хабаровск, 1975. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17152.



435. *Решетько В.А.* Отчет о результатах предварительной разведки Белогорского золоторудного месторождения за 1982-85 гг. (Эфировская партия). Нтжнеамурское ГПП, с. Красное, 1986. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20775.
436. *Роганов Г.В., Кременецкая Н.А., Яковлева Е.А.* Карта полезных ископаемых и минералогического районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих к ним участков дна Охотского и Японского морей. Масштаб 1:1 000 000. Пояснительная записка. ФГУП «Дальгеофизика», Хабаровск, 2008. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1448.
437. *Рождественский В.С., Речкин А.Н., Краснов В.Г. и др.* Отчет «Геологическое строение и полезные ископаемые Восточного хребта п-ова Шмидта», масштаба 1:50 000. 1970. Сах. ТФГИ.
438. *Руденко Л.Д.* Отчет "Поиски подземных вод для обеспечения водоснабжения районного центра с. Богородское Хабаровского края" за 2008-2009 годы. Гидроспецгеология ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26145.
439. *Рыков И.Е., Кисельников Н.Г.* Окончательный отчет Бичинской поисково-разведочной партии за 1938 г. 1938. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 1457.
440. *Рязанцев А.А. и др.* Прогнозная оценка россыпной золотоносности рыхлых кайнозойских отложений прибрежной суши и шельфа Японского и Охотского морей. Отчет шельфовой партии. ОАО Дальморгеология», Находка, 1975, 533 с.
441. *Рязанцев А.А., Иваненко П.А., Гуськов Л.Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Сахалинского залива от о. Рейнеке до зал. Счастья (отчет Шельфовой партии об опытно-производственной геологической съемке масштаба 1:200 000 шельфа Охотского моря в пределах листов N-54-XIV, XV, XXI за 1981-84 гг.). Приморгеология, 1984. Фонды ОАО «Дальгеофизика».
442. *Рязанцев А.А.* Отчет «Разработка региональных стратиграфических схем четвертичных отложений шельфа Японского, Охотского и Берингова морей». ОАО Дальморгеология», Находка, 1995.
443. *Савченко Ю.Г.* Отчет о результатах эксплуатационной разведки подземных вод на водозаборах МУП ЖКХ " Красносельское " Николаевского района с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2004 г. ДВРЦ ГМСН, 2003. . ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24697Сахьянов Л.О. Геологическое строение и промышленная оценка Ваюнских россыпей золота, расположенных в районе им. Пол. Осипенко Хабаровского края РСФСР по состоянию на 1.1.1964 г. (Отчет Мало-Ваюнской партии, 1960-1963 гг.). ДВГУ, Хабаровск, 1964. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 10628.
444. *Сакулина Т.С. и др.* Создание опорного геолого-геофизического профиля 1-ОМ (Шантарские острова-Северные Курилы). ФГУНПП «Севморгео», СПб, 2010.
445. *Сахьянов Л.О.* Геологическое строение и промышленная оценка Благодатненских россыпей золота, расположенных в Николаевском районе Хабаровского края РСФСР с подсчетом запасов по состоянию на 1.1.1966 г. (Отчет по работам Благодатненского отряда за 1963-64 гг. и Пальвинской партии за 1965 г.). ДВГУ, Хабаровск, 1965. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11541.
446. *Сахьянов Л.О., Гусев Д.И., Пилацкий В.Э.* Отчет о результатах геолого-поисковых и разведочных работ на золото, проведенных в бассейне рр. Тяпка и Тисс, на левобережье р. Бекчи и в бассейнах рр. Лев. Ул и Никонка (Тиссовская партия, 1960). ДВГУ, Хабаровск, 1961. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8955.
447. *Сахьянов Л.О., Зарембский Е.П., Егорова Н.Н.* Отчет о результатах геолого-поисковых и разведочных работ, проведенных на территории Амур-Члянского водораздела в 1959 году (Благодатненская и Белогорская партии). ДВГУ, Хабаровск, 1960. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8522.
448. *Сахьянов Л.О., Малых Г.Д.* Отчет о результатах поисковых и поисково-разведочных работ, проведенных в бассейнах рек Почель и Бол. Ваюн в 1962 г. (Мало-

- Ваюнская партия). ДВГУ, Хабаровск, 1963. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 10083.
449. *Сахьянов Л.О., Назаров В.И., Кузнецов А.К.* Отчет о поисково-разведочных работах на территории Амур-Члянского водораздела, проведенных в 1957-58 гг. ДВГУ, Хабаровск, 1959. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8127.
450. *Сахьянов Л.О., Суходол.* Отчет по разведке золотоносной россыпи Тяпка (Тиссовская партия, 1960-1961 гг.). Часть 2. Материалы пересчета запасов по зрлотноности россыпи Тяпка на 01.01.1962 г. ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9103.
451. *Северин М.П.* Отчет о предварительной и детальной разведке месторождения диатомитов в Нижне-Амурской области Хабаровского края за 1939 г. Геолстром, Хабаровск, 1940. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 3280
452. *Серкин Н.Н., Бронштейн А.Н.* Отчет о результатах работ Приамурской проверочной партии в Нижнем Приамурье в 1959 г. ГФЭ, Хабаровск, 1960. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8422.
453. *Серкин Н.Н., Брусянцева В.С. и др.* Отчет о результатах аэрогеофизических работ Удыльской и Сизиманской партий за 1974-76 гг. ГФЭ, Хабаровск, 1977. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18139.
454. *Сластенова Н.Е.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на фосфориты на территории Малого Хингана и острова Сахалина в 1956 г. ДВГУ, Хабаровск, 1956. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 1186.
455. *Соловаров В.А.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото, проведенных Херпучинской ГРП в долинах р.Хон и ключей Николаевский, Успенский в 1980-82 гг.» Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20265.
456. *Соловаров В.А.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото, проведенных Херпучинской ГРП в долинах р.Бол.Куян, ключей Малый Инилохан (Албазинский) и Екатерининский в 1980-83 гг. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20266.
457. *Соснин А.Л.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в долине руч. Большой Амыскан (Херпучинская геологоразведочная партия, 1973 г.). «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 16323.
458. *Соснин А.Л., Чирков П.Л.* Отчет о результатах разведки россыпного месторождения золота на северном склоне Белой Горы (Херпучинская партия, 1968-72 гг.). «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 16295.
459. *Стеганцов В.А., Хлыст В.П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Орель-Чля и бас. р. Бекчи (отчет о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1:50 000 Орельской партии за 1970-72 гг.). ДВТГУ, с. Красное, 1973. Фонды ФГУП «Дальгеофизика», № 1229.
460. *Стеганцов В.А.* Отчет Береговой партии о результатах поисковых геолого-геофизических работ м-ба 1:10000 в пределах Кумлинской золотоносной структуры за 1984-87 гг. Амургеолком, 1987. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21011.
461. *Степанов Н.Н.* Отчет о результатах геологосъёмочных и поисковых работ масштаба 1:10 000 в верховьях р. Вынга и руч. Горелый и Рогатый (Вынгинская партия, 1978-80 гг.). ПГР «Дальгеология», Хабаровск, 1980. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19144.
462. *Степанов Н.Н., Слесарев А.В.* Отчет о результатах поисковых работ масштаба 1:10 000 в верховьях рр. Амыскан и Тывлина (Амысканская партия, 1979-83 гг.). ПГО «Дальгеология», 1983. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19921.
463. *Степанов Н.Н.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических исследований в пределах Пильдо-Лимурийского золотоносного района (Далинская партия, 1985-89 гг.). ГФЭ, 1989. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21381.

464. *Страхов Ю.М., Вишневикий В.А.* Отчет о результатах поисковых работ на цветные камни в Нижнем Приамурье в 1979-82 гг. «Далькварцсамоцветы», 1982. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19626.
465. *Стычинский В.В.* Отчет о результатах разведочных работ на рудное золото на Дыльменском золоторудном месторождении в 1996-2000 гг. Ульчский р-н Хабаровского края (с подсчетом запасов на 1.01.2003г.). Приморье а/с, 2002. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24455.
466. *Сухов В.И.* Позднемезозойские и кайнозойские экструзивно-эффузивные комплексы Нижнего Приамурья и перспективы их рудоносности (Отчет тематической партии N 5 за 1963-1965 гг.), ДВГУ, Хабаровск, 1966. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11543.
467. *Таранов Н.И.* Информационный отчет по результатам поисковых работ на рудное золото в междуречье нижнего течения рек Тывлина и Колчанка в 2001-2003 гг. Дальневосточные ресурсы ОАО старателей. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25565.
468. *Таранов Н.И.* Информационный отчет по незавершенным геологическим заданиям о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в междуречье нижнего течения рек Бекчи и Ул в 2002-2008 гг. ООО "Бекчи". ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25848.
469. *Тарлаков Я.И.* Отчет Верхне-Почильской геолого-поисковой партии за 1943 г. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 6705.
470. *Тарлаков Я.И.* Отчет Почильской геолого-поисковой партии за 1941 г. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 7385.
471. *Таюрский Д.Н.* Отчет Коврижненской партии о результатах поисково-разведочных работ, проведенных на Коврижненском молибденовом рудопроявлении за 1959 г. ДВГУ, Хабаровск, 1960. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8553.
472. *Таюрский А.Д.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото на Тугурском полуострове и в бассейнах рр.Ульбан, Усалгин, Мангули и Ул за 1987-91 гг. (Ульбанский объект). Нижне-Амурское ГПП, с. Красное. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21751.
473. *Таюрский А.Д.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в бассейнах ручьев Уки и Восточный (левобережье р. Ул Морской) за 1996-2000 гг. Кристалл Артель старателей ООО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22725.
474. *Таюрский Д.Н., Главацкая В.Н., Тихомиров.* Отчет о поисково-съемочных работах на Бухтыанском рудопроявлении золота в 1963-64 гг. ДВГУ, Хабаровск, 1965. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11328.
475. *Таюрский Д.Н., Зарембский Е.П., Шавро Г.П.* Отчет о работах Нижне-Амурской партии, проведенных в 1956-58 гг. в бассейне р.Ваюн и на прилегающей площади по правобережью р.Амура. ДВГУ, Сусанино-Хабаровск, 1959. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8126.
476. *Таюрский Д.Н., Исаков Г.А.* Отчет о результатах работ Херпучинской партии за 1974-76 гг. в Мало-Ваюнском, Турчикском и др. золотоносных узлах Хабаровского края. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17943.
477. *Таюрский Д.Н., Таюрская Г.И.* Промежуточный отчет за 1965 г. по поисковым работам на россыпное и рудное золото в бассейнах рек Турки и Л. Иктинго (Турчикская партия). ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11799.
478. *Таюрский Д.Н.Шавро Г.П.* Промежуточный отчет по работам Нижне-Амурской партии в бассейне р.Ваюн в 1957 г. ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 7265.

479. *Таюрский Д.Н., Шавро Г.П.* Отчет о геологосъемочных работах в бас. нижнего течения р. Сомня (Лимурийская партия, 1960). ДВГУ, с. Сусанино, 1961. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8977.
480. *Таюрский Д.Н., Шадынский В.В.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное и рудное золото в бассейнах рек Турки и Иктинго (Турчикская партия, 1965-66 гг.). ДВГТУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12415.
481. *Тверитинов Ю.И.* Автореферат диссертации на соискание уч. степени доктора геолого-минералогических наук. "Региональные закономерности размещения золотого оруденения на юге Восточной Сибири" ЦНИГРИ, 1991. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24499.
482. *Темников М.С., Ващенко Г.Г.* Отчет о результатах работ Херпучинской ГРП в Ульчском и Тугуро-Чумиканском р-нах Хабаровского края в 1975-78 гг. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18753.
483. *Темников М.С., Лошкарев Г.В.* Отчет о проведенных поисковых работах на россыпное золото в пределах Бекчи-Улской депрессии в 1978-82 гг. Белогорской ГРП. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20163.
484. *Темников М.С., Соснин А.Л.* Отчет о результатах работ Колчанского отряда Херпучинской ГРП за 1970-77 гг. «Приморзолото», Хабаровск, 1978. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 718312.
485. *Терехов А.А.* Геологическое строение и результаты предварительной разведки флангов Многовершинного золоторудного месторождения (отчет о результатах геологоразведочных работ Медвежьей партии за 1979-86 гг.) Амургеолком, с. Красное, 1986. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20838.
486. *Терещенко Н.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Малахта, Лонгари и Среднего Ула (отчет Фланговой партии о результатах поисково-оценочных работ на рудное и россыпное золото, проведенных в 1983-85 гг. на участках Вилки и Малахта). Амургеолком, с. Красное, 1987. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21002.
487. *Терещенко А.П.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото Нижнеамурского ГГП за 1993 г. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22020.
488. *Терещенко А.П.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Ул, Бекчи, Тывлинка и оз. Орель за 1993-1996 гг. Дальневосточные ресурсы. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22425.
489. *Тертерян А.Т.* Геологическое строение и полезные ископаемые бас. рр. Хилка, Гера и Мы (отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Маломихайловской партии за 1966-67 гг.). ДВГУ, с. Сусанино, 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12937.
490. *Тертерян А.Т., Кайдалов В.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бас. р. Акча и верховьев р. Хилка (отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Сусанинской партии за 1968-70 гг.). ДВГТУ, с. Красное, 1971. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, №, № 14506.
491. *Тертерян А.Т., Кайдалов В.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья нижнего течения р. Амур (отчет о результатах поисковых и геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 Романовской партии за 1971-73 гг.). ДВГТУ, с. Красное, 1973. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 16048.
492. *Титович Г.И., Головки С.В. и др.* Отчет о результатах комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1:50 000 в Нижнеамурском золотоносном районе за 1986-88 гг. (Лимурчанская партия). Дальгеолком, Хабаровск, 1988. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21224.
493. *Трошин А.Я., Панченко В.А.* Отчет о результатах поисковых работ на цветные камни и морион в центральной части Бекчи-Улского гранитоидного массива в 1982-84 гг. «Далькварцсамоцветы», 1984. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20134.

494. *Урманова Т.В.* Отчет Тырской партии о результатах геолого-поисковых работ на Тырском и Николаевском участках за 1960 г. ДВГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8816.
495. *Урманова Т.В., Адовиченко А.П.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на рудное и россыпное золото Херпучинской партии на Октябрьском золоторудном м-нии и Мало-Ваюонских россыпях в 1959 г. ДВГУ, Хабаровск, 1960. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8659.
496. *Фадин А.Н.* Отчет о приросте запасов по месторождению россыпного золота руч.Заманчивый. Заря артель старателей ООО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24645.
497. *Фадин А.Н.* Отчет о результатах эксплоразведочных работ по месторождению россыпного золота руч.Кулибина. Заря артель старателей ООО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 24665.
498. *Фадин А.Н.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в бассейне руч . Веселый, проведенных в 2006 г. Заря артель старателей ООО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25733.
499. *Фадин А.Н.* Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в долине р. Кума с притоками Июльский и Лев.Кума в 2008-2009 гг. (объект Кума) с подсчетом запасов по россыпи руч.Веселый по состоянию на 1.04.2009 г. Заря артель старателей ООО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26044.
500. *Фадин А.Н.* Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на россыпное золото в бассейне р.Бол.Вилки и руч.Лосиха, проведенных в 2006-2008 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.04.2009 г. Заря артель старателей ООО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26123.
501. *Фадин А.Н.* Оперативный прирост запасов россыпного золота верхней части месторождения ручья Заманчивый по результатам эксплоразведочных работ, по состоянию на 1.01.2010 г. Заря артель старателей ООО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 26160.
502. *Фадин А.Н.* Отчет. Оперативный пересчет запасов россыпного золота краевой части депрессии, террасы, руч. Накамарник месторождения Левый Ул (низ), по состоянию на 1.01.2010 г. Заря артель старателей ООО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, №26168.
503. *Файн Е.И., Голота Е.В., Шевченко В.К.* Геология, подземные воды, полезные ископаемые и физико-географические условия п-ва Тохареу и восточного побережья залива Николая. Листы N-54-ХІІІ,ХІХ (результаты комплексных геолого-съёмочных работ м-ба 1:200000),партия 292 за 1954-56 гг. 4-е ГУ. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 5500.
504. *Файн Е.И., Шуршалина В.А., Нелюбин В.П.* Геология, подземные воды и полезные ископаемые приустьевой части р.Амур и побережья Амурского лимана (листы N-54-ХХVІІ, ХХVІІІ) 1954 г. 4-е ГУ. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 5432.
505. *Файн Я.И., Калимбеков Б.А., Шуршалина В.А.* Геология, подземные воды и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Амур и побережья Татарского пролива. (Листы N-54-ХХХІІІ, ХХХІV). 1953-55 гг. 4-е ГУ. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 5433.
506. *Файн Я.И., Шуршалина В.А., Нелюбин В.П.* Геология, подземные воды, полезные ископаемые бассейна среднего течения р.Амгунь. Лист N-54-ХХV. (Результаты комплексных геолого-съёмочных работ м-ба 1:200000 партии 314 за 1956-58 гг.). 4-е ГУ. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 6849.
507. *Федунов В.В., Емельянов В.К., Скрипнюк Г.В.* Технический отчет по изысканиям источников хозяйственно-питьевого и производственного водоснабжения ГОКа "Многовершинный" с подсчетом запасов пресной воды в долине р.Средний Ул по состо-

янию на 1 октября 1975 г. ДальТИСИЗ, Хабаровск, 1976. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17079.

508. *Филиппов П.П.* Отчет о результатах аэрогеофизических работ Оленьей партией за 1967 г. 1968. ДВТФГИ, № 12733.

509. Фоновая эколого-рыбохозяйственная характеристика акватории месторождения Аркутун-Даги, Экологическая Компания Сахалина, 2007.

510. *Харченко А.Т.* Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на россыпное золото в бассейне р. Средний Ул с притоками, проведенных в 2005-2006 гг. (Подсчет запасов по россыпи Курум). Заря артель старателей ООО. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25744.

511. *Хлыст В.П.* Акчинская агатоносная площадь. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных на агаты, халцедоны, аметист в бассейне р. Масловка в 1993 г. Далькварцсамоцветы. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 22546.

512. *Хлыст В.П., Николаев В.Ф.* Отчет о поисковых работах на Мухтельском и Турчикском золоторудных узлах и полуострове Тохареу Ул-Мухтельской партии за 1973-75 гг. ДВТГУ, Хабаровск, 1976. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17506.

513. *Хохлов Э.П.* Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото, проведенных в 1959-62 гг. в бассейне руч. Падь Сберегательная (Подсчет запасов на 1.05.1986 г.). ПГО «Дальгеология», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20725.

514. *Хохлов Э.П.* Геолого-структурное положение золоторудных месторождений северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. Автореферат диссертации. ЦНИГРИ, 1974. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 16686.

515. *Хохлов Э.П., Винаров В.Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые Белогорского золоторудного поля. Сводный отчет о поисковых работах на Белогорском рудном поле в 1976-82 гг. (Степановская партия, 83 г.). ПГО «Дальгеология», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 119992.

516. *Хохлов Э.П., Усанов Г.Е.* Геологическое строение и промышленная оценка Многовершинного золоторудного месторождения (Отчет о результатах геологоразведочных работ Многовершинной партии за 1968-75 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.10.1975 г. ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17391.

517. *Хохлов Э.П., Усанов Г.Е.* Геологическое строение и промышленная оценка Многовершинного золоторудного месторождения (Отчет о результатах геологоразведочных работ Многовершинной партии за 1976-80 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.04.1980 г. ПГО «Дальгеология», Хабаровск. № 19272.

518. *Хромцов М. В.* Отчет о поисковых и поисково-ревизионных работах на фарфоровый камень в Хабаровском крае и Амурской области за 1975-77 гг. (Амурский отряд). ДВТГУ, Хабаровск. 1977. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17980.

519. *Чалых А. Я., Гриценко И. И.* Геологический отчет по результатам поисково-разведочных работ на хромиты п-ова Шмидта за 1970-1972 гг. ТФ «Сах ТФГИ», 1972.

520. *Чепыгина Е. А.* Информационная записка по истории открытия, изучения и разведки Октябрьского (Ваюнского) золотоносного узла. ДВТГУ, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17911

521. *Чернышев Е.И.* Отчет о детальном поиске термальных вод на морском побережье Николаевского района (по работам 1986-87 гг.). ДВПГО, Хабаровск, 1988. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21091.

522. *Чирков П.Л.* Отчет по теме: «Особенности и перспективы золотоносности района Бекчи-Улской депрессии и ее горного обрамления». «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 15033.

523. *Чирков П.Л., Ващенко Г.К.* Отчет о результатах работ Херпучинской геологоразведочной партии за 1978-79 гг. в долинах рч.рч. Мал. Ваюн, Мал. Нивагли и Мал.

Киткан с подсчетом запасов россыпного золота по состоянию на 1.06.1980 г. «Приморзолото», Хабаровск, 1980. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19050.

524. *Чирков П.Л., Долбинов А.С.* Объяснительная записка к карте золотоносности Колчанского рудного района масштаба 1:100 000. «Приморзолото», Хабаровск, 1979. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18932.

525. *Чирков П.Л., Желонин К.К.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на южном склоне Белой Горы с подсчетом запасов россыпного золота по месторождению ручьев Покровский, Верный по состоянию на 1.09.1975 г. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17140.

526. *Чирков П.Л., Желонин К.К.* Отчет о поисково-разведочных и контрольных работах на россыпное золото, проведенных Херпучинской ГРП в долинах рр. Б.Кайгачан, Херпучи и руч. Гайфон. «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 18755.

527. *Чирков П.Л., Калашникова А.Г.* Объяснительная записка к подсчету запасов золота по россыпи р. Когляхты по состоянию на 1.1.1973 г. (Отчет по работам Херпучинской партии 1970-71 гг. в районе Пол. Осипенко Хабаровского края). «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 15582.

528. *Чирков П.Л., Шевелева Е.К.* Оценка россыпной золотоносности территории районов деятельности объединения Приморзолото. Хабаровск, 1985. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, №20402.

529. *Чуприн В.Е., Шималин В.И.* Объяснительная записка к подсчету запасов золота по россыпи кл.Мал.Кайгачан по сост. на 1 марта 1970 г. (Отчет Херпучинской партии по работам 1967-70 гг. в р-не П.Осипенко Хаб.края). «Приморзолото», Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, №13923.

530. *Шавро Г.П.* Отчет о результатах поисковых и поисково-разведочных работ на алунит на Таракановском рудном поле, проведенных Алунитовой партией в 1962-64 гг. ДВТГУ, Хабаровск, 1966. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 11850.

531. *Шавро Г.П.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах восточной части Нижнеамурского района (Восточная партия, 1987-91 гг.). Дальгеолком, Хабаровск, 1993. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21954.

532. *Шавро Г.П., Машовец А.Д., Гусев Д.И.* Отчет Тырской партии о результатах геолого-поисковых работ в междуречье Амура и Акчи за 1959 г. ДВГУ, Хабаровск, 1960. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 8554.

533. *Шавро Г.П., Самородов В.В.* Отчет о результатах поисково-разведочных и поисковых работ на алунит в бас. рр. Таракановка и Акча в 1963 г. ДВГУ, Хабаровск, 1964. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 10763.

534. *Шавро Г.П., Хомяк Т.П.* Отчет о результатах поисковых работ на алунит на мысах Джаоре, Ухтомского и Пуир. (Алунитовая партия, 1961 г.). ДВГУ, Хабаровск, 1962. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9379.

535. *Шадынский В.В., Долбинов А.С.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ в бассейнах рек Мухтель, Джапи и прилегающей части Охотского побережья. (Чадайская партия, 1966/67 гг.). ДВТГУ, Хабаровск, 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 13032.

536. *Шадынский В.В., Долбинов А.С.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото, проведенных в бассейнах рек Турки и Лев.Иктинго (Турчикская партия, 1967-68 гг.). ДВТГУ, Хабаровск, 1969. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, 13588.

537. *Шадынский В.В., Пилацкий В.Э.* Геологическое строение и полезные ископаемые бас. верховьев рр. Акча, Большая и Хузи (отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 Маркрамской партии за 1964-65 гг.). ДВГУ, с. Сусанино, 1966. Фонды ОАО «Дальгеофизика», № 1210.

538. *Шевелев С.Н.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в пределах Херпучинского золотоносного узла (рр. Большая, Бальза, Модель, Песецкий), проведенных Херпучинской ГРП в 1985-88 гг. Дальгеолком, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21200.

539. *Шевченко В.В., Хохолков А.А.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ масштаба 1:10 000 на правобережье нижнего течения р. Бол. Иска (Фадеевская партия, 1981-84 гг.). ДВПГО, Хабаровск, 1984. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20247.

540. *Шевченко В.В.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото Нижне-Амурского ГПП за 1991 г. Нижнеамурское ГПП, с. Красное. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21872.

541. *Шевченко В.В.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото Нижне-Амурского ГПП за 1992 г. с. Красное, 1993. ФБУ «ТФГИ по ДВФО», Хабаровск, № 21937.

542. *Шевченко В.В.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на россыпное золото по руч. Маристому (левый приток р. Бекчи), проведенных в 2003-2006 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.2006 г. Восток-2 А\с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25512.

543. *Шевченко В.В.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото в бассейнах ручьев Петропавловский и Васильевский, проведенных в 2003-2006 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2007 г. Восток-2 А\с. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 25726.

544. *Шмулев В.Г., Большедворский В.* Отчет о геолого-поисковых работах на прибрежно-морские россыпи золота Юго-Западного и Северо-Западного Приохотья (зал. Николая, Рейнеке, Няга и др.) за 1976-78 гг. (Охотская партия). Приморгеолком, 1978. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск № 18427.

545. *Шмулев В.Г., Дуглас В.К.* Отчет о геологопоисковых работах на прибрежно-морские россыпи золота Юго-Западного Приохотья (зал.Сахалинский, Александры, Николая и др.) за 1974-76 гг. Приморгеолком, Хабаровск. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск 17637.

546. *Шмулёв В.Г.* Отчёт Охотской партии о геолого-поисковых работах на россыпи шельфа северо-западного Приохотья (Аяно-Охотский р-н) за 1978-80гг. Партизанск, 1980, МПСЭ 0500.

547. *Шпеталенко М.А. и др.* Опытнo-методические работы по изучению геолого-геофизическими методами строения и металлоносности рыхлых отложений шельфа Японского и Охотского морей на участках, перспективных на россыпи золота, олова и др. металлов. Отчет по теме 020 И.П./42 176-4/192 за 1971-73 гг. Южно-Сахалинск, 1973, 273 с.

548. *Штемпель Б.М.* Отчет о работе Б.Михайловской геолого-разведочной партии. ДВГУ, 1930. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 3463.

549. *Штемпель Б.М.* Налевское м-ние бурого угля в низовьи р.Амура (отчет о работах Николаевской геолого-разведочной партии). ДВГУ, 1931. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 3424.

550. *Шуршалина В.А.* Новые данные по геологическому строению района слияния рек Амура и Амгуни (отчет о редакционно-увязочных и тематических работах). 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, №13165.

551. *Шуршалина В.А.* Новые данные по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым Амгунь-Усалгинского междуречья и южного побережья Охотского моря (отчет по тематическим и редакционно-увязочным работам на листах N-54-XXV, XIX, XIV, XIII). 1968. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 1176 4.

552. *Щеголев А.А.* Хрусталенность Улской зоны. Отчет Амурской партии о результатах поисковых работ в пределах Бекчи-Улского гранитоидного массива за 1987-89 гг. «Далькварцсамоцветы», см. Красное, 1989. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 21325.



553. Экологические исследования заливов северо-восточного побережья о. Сахалин, Экологическая Компания Сахалина, 2003.
554. *Энов П.А.* Проявления золота и цветных металлов установленные Геофизической экспедицией ДВГУ в 1957-61 гг. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 9328
555. *Югай Т.А., Урманова Т.В.* Отчет партии 4 по теме: «Установление источников формирования россыпей золота и разработка критериев поисков золоторудных месторождений, в том числе эпипермального типа (Нижнее Приамурье, Северный Сихотэ-Алинь). «ДВГУ, 1967. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 12594.
556. *Юсовских Н.И., Шевченко В.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бас. р. Лев. Ул (Многовершинный рудный узел). Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:10 000 Североулской партии за 1973-74 гг. ДВТГУ, 1975. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 17196.
557. *Яковлев И.С.* Предварительный отчет о геологическом исследовании и поисках угля в районе с. Большемихайловского-на-Амуре. 1932. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 431.
558. *Ярославцева Н.И.* Отчет Трехвершинной партии о результатах гравиметрических работ масштаба 1:50 000 в районе Многовершинного золоторудного месторождения в 1975-79 гг. 1979. ДВТФГИ, № 18824.
559. *Ярославцева Н.И., Петрищевский А.Н.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:50 000 на юго-восточном фланге Многовершинного рудного поля и окрестностях месторождения Белая Гора (отчет Спецпартии № 7 по Тывлинскому объекту). ДВПГО, Хабаровск, 1982. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 19738.
560. *Ярославцева Н.И.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:50 000 в пределах Кумлинской вулканоплутонической структуры (отчет Спецпартии №7 по Николаевскому объекту за 1981-84 гг.). ДВПГО, 1984. ФБУ «ТФГИ по ДВ ФО», Хабаровск, № 20272.

**Электронный каталог  
объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных  
на территории суши листа N-54 – Николаевск-на-Амуре масштаба 1:1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Нефть</b>			
IV-5-12	МС/Э	Центральная Оха	Коноваленко, 2009
IV-5-19	ММ	Восточно-Байкальское	Коноваленко, 2001
IV-5-20	МС/Э	Эхаби	Коноваленко, 2009
IV-6-2	ММ	Восточно-Кайганское	Коноваленко, 2010
IV-6-8	ММ/Э	Одопту - суша	Коноваленко, 2010
V-6-1	ММ/РВ	Лебединское	Лопатин, 2014
V-6-10	ММ/Э	Южно-Паромайское	Ведерников, 1974
VI-5-8	ММ	Южный Вал	Евсеев, 1990
VI-5-14	ММ	Средний Аскасай	Роганов, 2008
VI-6-4	ММ	Горомай	Евсеев, 1990
III-5-8	П	Шонги	Коноваленко, 2001
III-5-16	П	Водопадное	Коноваленко, 2001
III-5-21	П	Пильво	Коноваленко, 2001
<b>НЕФТЬ И ГАЗ</b>			
IV-5-4	ММ	Северное Колендо	Коноваленко, 2009
IV-5-6	МС/Э	Колендо	Коноваленко, 2009
IV-5-7	ММ	Некрасовка	Коноваленко, 2009
IV-5-9	ММ/Э	Северная Оха	Коноваленко, 2009
IV-5-22	ММ/Э	Гиляко-Абунан	Коноваленко, 2009
IV-5-30	МС/Э	Волчанка	Коноваленко, 2009
IV-5-31	ММ/Э	Нельма	Коноваленко, 2009
IV-5-32	ММ/Э	Шхунное	Коноваленко, 2009
IV-6-3	МС/Э	Восточное Эхаби	Коноваленко, 2010
V-5-9	МС/Э	Западное Сабо	Ведерников, 1981; Роганов, 2008
V-5-10	МС/Э	Сабо и Южное Эрри	Ведерников, 1981; Роганов, 2008
V-5-13	ММ	Березовское	Роганов, 2008
V-6-4	МС/Э	Кадыланьинское	Ведерников, 1981
V-6-6	МС/Э	Мухто	Ведерников, 1981
V-6-7	МС/Э	Паромай	Ведерников, 1981
V-6-11	ММ/Э	Пильтунское	Ведерников, 1981
VI-5-20	ММ/Э	Восточное Даги	Евсеев, 1990
VI-5-23	ММ	Южное Даги	Евсеев, 1990
VI-6-1	ММ/Э	Восточно-Оссойское	Роганов, 2008
VI-6-5	ММ	Восточно-Гаромайское	Роганов, 2008
III-5-11	П	Шонги-Водопадное (устьевая)	Коноваленко, 2001

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		часть)	
<b>НЕФТЬ И ГАЗОКОНДЕНСАТ</b>			
IV-5-25	МС/Э	Тунгор	Коноваленко, 2009
IV-6-1	МК/Э	Кайганско-Васюканское	Харахинов
V-5-16	ММ/Э	Малое Сабо	Ведерников, 1981; Роганов, 2008
V-5-19	ММ/Э	Крапивненское	Роганов, 2008
V-6-2	МК/Э	Одопту-Море	Лопатин, 2014
V-6-5	МК/Э	Пильтун-Астохское	Лопатин, 2014
VI-6-2	МК	Аркутун-Дагинское	Лопатин, 2014
VI-6-7	МК/Э	Чайвинское	Лопатин, 2014
VI-6-9	МС/Э	Имени Р.С.Мирзоева	Роганов, 2008
VI-6-10	ММ/Э	Нижнее Даги	Евсеев, 1990
VI-6-11	МС/Э	Монги	Евсеев, 1990
<b>ГАЗОКОНДЕНСАТ</b>			
IV-5-24	ММ	Астрахановское	Роганов, 2008
IV-5-27	ММ/Э	Узловое	Коноваленко, 2009
VI-5-28	ММ/Э	Верхне-Нышское	Роганов, 2008
VI-6-8	МС/Э	Усть-Эвай	Роганов, 2008
VI-6-14	ММ/Э	Усть-Томи	Евсеев, 1990
<b>ГАЗ ГОРЮЧИЙ</b>			
IV-5-26	ММ	Абановское	Коноваленко, 2009
V-5-2	ММ	Эрри	Ведерников, 1981; Роганов, 2008
V-5-4	ММ	Западное Эрри	Ведерников, 1981; Роганов, 2008
V-5-5	ММ	Северная Глухарка	Ведерников, 1981
V-5-7	ММ	Осиновское	Роганов, 2008
V-5-20	ММ	Южная Кенига	Роганов, 2008
V-5-21	ММ	Мостовое	Роганов, 2008
V-5-22	ММ	Гыргыланьи	Роганов, 2008
<b>УГОЛЬ КАМЕННЫЙ</b>			
III-5-3	П	Мачигарское	Ведерников, 1978
III-5-14	П	Славянское	Ведерников, 1978
VI-5-10	П	Вагисское	Салун, 1983
<b>УГОЛЬ БУРЫЙ</b>			
IV-3-40	П	Бол. Иска р.	Кайдалов, 2002
V-I-61	П	Приустьевая часть р. Им	Шуршалина, 1978
V-3-28	П	Налевское	Кайдалов, 2002
V-3-34	П	Маломихайловское	Кайдалов, 2002
V-5-11	П	Новолангрыйское	Евсеев, 2010
V-5-15	П	Большереченское	Ведерников, 1981; Салун, 1983
V-5-24	П	Кадыланьинское	Ведерников, 1981;

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-5-25	П	Лангрыйское	Салун, 1983 Ведерников, 1981; Салун, 1983
V-5-26	П	Когдойское	Ведерников, 1981; Салун, 1983
V-5-27	П	Пыркинское	Ведерников, 1981; Салун, 1983
V-5-29	П	Постовое	Ведерников, 1981; Салун, 1983
VI-3-3	П	Урпли	Кайдалов, 1981
VI-3-9	П	Каменистое	Кайдалов, 1981
VI-5-5	П	Теньгинское	Салун, 1983
VI-5-7	П	Вальское	Салун, 1983
VI-5-16	П	Эвайское	Салун, 1983
VI-5-25	П	Хунмактинское	Салун, 1983
VI-5-26	П	Дагинское	Салун, 1983
<b>ТОРФ</b>			
IV-3-33	МК	Ульяновское	Онихимовский, 1990
IV-3-37	МС	Аври	Онихимовский, 1990
IV-5-1	МК	Троптунское III	Коноваленко, 2009
IV-5-11	МК	Медвежье I	Коноваленко, 2009
IV-5-13	МК	Медвежье II	Коноваленко, 2009
IV-5-28	МК	Большая Нельма	Коноваленко, 2009
IV-5-29	МК	Байкальское	Коноваленко, 2009
IV-6-6	МК	Карьер-3	Роганов, 2008
V-2-14	МК	Тахтинское	Онихимовский, 1990
V-2-37	МК	Тырско-Амгунское	Онихимовский, 1990
V-3-10	МС/Э	Сергеевское	Онихимовский, 1990
V-5-1	МК	Большая Марь	Ведерников, 1981
V-5-3	МК	Волчанское I	Ведерников, 1981
V-5-8	МК	Волчанское IV	Ведерников, 1981
V-6-3	МК	Кадьланьинское	Ведерников, 1981; Салун, 1983
V-6-9	МК	Пильтун-Паромайское	Ведерников, 1981; Салун, 1983
VI-2-20	МС	Оран	Онихимовский, 1990
VI-2-22	МС	Петровское	Онихимовский, 1990
VI-2-23	МС	Чиколул	Онихимовский, 1990
VI-2-28	МК	Тихое-I	Онихимовский, 1990
VI-2-29	МК	Гнилое	Онихимовский, 1990
VI-2-30	МС	Мал. Бияк	Онихимовский, 1990
VI-2-33	МК	Глубокое	Онихимовский, 1990
VI-2-43	МК	Силасу	Онихимовский, 1990
VI-2-46	МК	Осиновое	Онихимовский, 1990
VI-2-47	МК	Желтое	Онихимовский, 1990
VI-2-48	МК	Черное	Онихимовский, 1990
VI-2-49	МС	Бичи	Онихимовский, 1980

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-53	МС	Амбакта	Онихимовский, 1990
VI-2-57	МК	Светлое	Онихимовский, 1990
VI-2-59	МК	Битки	Онихимовский, 1990
VI-2-63	МС	Ягодное	Онихимовский, 1990
VI-2-67	МК	Удыльское	Онихимовский, 1990
VI-2-72	МК	Пугачевское	Онихимовский, 1990
VI-2-74	МК	Песчаное	Онихимовский, 1990
VI-4-3	МК	Лебедино I	Салун, 1983
VI-4-4	МК	Черное	Салун, 1983
VI-4-10	МК	Пон	Салун, 1983
III-1-5	П	Залив Нерпичий	Кайдалов, 1976
V-3-31	П	Сусанинское	Кайдалов, 2002
VI-2-25	П	Осмал (включает проявления Осмал I и Осмал II)	Онихимовский, 1990
<b>ЖЕЛЕЗО</b>			
V-3-12	ММ	Николаевское	Поликанов, 1966
<b>ХРОМ</b>			
III-5-9	П	Северо-Томинское	Коноваленко, 2010
III-5-12	П	Южно-Томинское	Коноваленко, 2010
III-5-15	П	Левенштерновское	Коноваленко, 2010
III-5-1	ПМ	Наласский	Коноваленко, 2010
<b>МЕДЬ</b>			
V-2-33	П	Тырское	Тертерян, 1971
VI-4-9	П	Мыс Средний	Дьячков, 1979
VI-3-8	ПМ	Правобережье Амура ниже оз Татарского	Добкин, 2002
III-2-21	ВГХО	Ландорг-Юхта, горы.	Козлов, Белецкая, 1981
<b>Свинец</b>			
II-1-6	П	О.Кусова	Горохов, 1978
III-2-22	П	Севанга	Пилацкий, 1968
IV-3-42	П	Красная Горка	Поликанов, 1970
V-2-29	П	Тильбенское	Тертерян, 1971
VI-1-40	П	Рогозинское	Минаева, 1987
VI-2-5	П	Стланиковое	Кайдалов, 1981
VI-2-8	П	Чаятынское	Кайдалов, 1981
III-2-6	ШО	Мевачанский	Зарембский, 1963
VI-2-56	ВГХО	Правобережье Озерный (IV-3)	Кайдалов, 2010
VI-2-62	ВГХО	Контакту-Жолмых, горы (IV-4)	Кайдалов, 2010
VI-3-4	ВГХО	Правая Гера-Мы (водораздел)	Добкин, 2002
VI-3-5	ВГХО	Хилка-Правая Гера (водораздел)	Добкин, 2002
VI-3-13	ВГХО	Верховья Казимушту-Цудулы	Добкин, 2002
<b>Никель</b>			
VI-3-23	ВГХО	Водораздел Прямая и Кривая Кенжа	Добкин, 2002

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>МОЛИБДЕН</b>			
II-1-1	П	о. Прокофьева	Горохов, 1978
II-1-4	П	Приглубая, бухта (Б. Шантар)	Горохов, 1978
III-1-3	П	Врангельское	Овчининский, 1975; Кайдалов, 1976
III-1-4	П	Южное (Береговое)	Овчининский, 1975; Кайдалов, 1976
III-2-3	П	Мыс Топографический	Бруско, 1974
III-2-17	П	Мофетское	Пилацкий, 1968
III-2-30	П	Маяк	Кайдалов, 1976
IV-2-54	П	Палаковля	Козлов, 1981
V-1-55	П	Бол. Инмакчан	Шуршалина, 1978.
V-1-63	П	Наткулчны	Шуршалина, 1978; Кайдалов, 1986
V-2-4	П	Ново-Троицкое	Тертерян, 1973
VI-2-7	П	Ковриженское	Кайдалов, 1986
VI-2-13	П	Горбатое	Кайдалов, 1986
VI-2-24	П	Сред. Бияк	Кайдалов, 1981
VI-2-36	П	Гамаюн	Кайдалов, 1986
VI-3-1	ПМ	Скальная (река)	Добкин, 2002
II-1-3	ВГХО	Северо-восточный (о. Б. Шантар)?	Горохов, 1978
VI-1-3	ВГХО	Верховья р. Сухари	Потапов, 1969.
VI-2-42	ВГХО	Среднее течение р Силасу (III-4-2)	Кайдалов, 2010
<b>ВОЛЬФРАМ</b>			
III-1-2	П	Водопадное	Кайдалов, 1976
V-1-32	П	Большереченское	Шуршалина, 1968
VI-1-41	П	Ивановское	Минаева, 1987
VI-3-12	ПМ	Левобережье Утица	Добкин, 2002
<b>ОЛОВО</b>			
VI-1-17	П	Ангочикан	Минаева, 1987
VI-2-31	РП	Лагерный Ключ, правобережье р. Бичи	Рыков, 1938; Денисов, 1991
VI-2-32	П	Тади	Рыков, 1938; Кайдалов, 1981
VI-2-34	РП	Рудное, правобережье р. Бичи	Рыков, 1938; Денисов, 1991
II-1-5	ВГХО	Северо-восточный (о. Б. Шантар)	Горохов, 1978
III-2-24	ШО	Бассейн левых притоков р. Мангули	Козлов, Белецкая, 1981.
IV-1-1	ШО	Чукилыкит	Конюшков, 1974
V-2-36	ШО	Западное обрамление оз. Джевдуха	Шуршалина, 1981
<b>РТУТЬ</b>			
V-2-48	П	Таборное	Шуршалина, 1981; Кайдалов, 1981
VI-1-10	П	Мал.Хунки	Потапов, 1981
VI-1-28	П	Горелое	Потапов, 1981
III-5-2	ПМ	Обманчивый	Коноваленко, 2010

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-5-5	ПМ	Шмидтовский	Коноваленко, 2010
III-5-10	ПМ	Олимпийский	Коноваленко, 2010
IV-1-35	ШО	Рябчиковый руч., бас. р. Джук	Конюшков, 1974; Кайдалов, 1976
VI-1-5	ШО	Междуречье Черная-Яянткан, бас. р. Амгунь	Потапов, 1981
VI-3-7	ШО	Междуречье Мы - Тыми	Добкин, 2002
VI-3-10	ШО	Верховья р. Мотня	Добкин, 2002
VI-5-11	ШО	Видный (среднее течение р. Эвай)	Евсеев, Шейко, 1990
<b>МЫШЬЯК</b>			
III-5-6	ПМ	Тумь	Коноваленко, 2010
III-5-7	ПМ	Горнеровский	Коноваленко, 2010
<b>ЗОЛОТО</b>			
III-2-15	РМ/О	Мелкий руч., прав. пр. р. Лонгари	Денисов, 1991, 1993
III-2-31	РМ/О	Шильникова руч., прав. пр. р. Сред. Ул	Денисов, 1991, 1993
III-2-34	РС/Э	Сред. Ул р., верхнее течение	Денисов, 1991, 1993
III-5-19	РМ	Мишкин Ключ	Коноваленко, 2001
IV-1-23	РС/Э	Турчик руч., лев. пр. р. Турки	Денисов, 1991, 1993
IV-1-24	РМ/О	Турки р., бас. оз. Орель	Денисов, 1991, 1993
IV-1-26	РМ/О	Майский руч., прав. пр. р. Турки	Денисов, 1991, 1993
IV-1-28	РС/О	Лев. Иктинго р., впадает в зал. Николая	Денисов, 1991, 1993
IV-2-1	РС/Э	Заманчивый, руч., лев. пр. р. Сред. Ул	Зарембский, 1971
IV-2-3	РС/Э	Лев. Ул р. (низ) с лев. прит. Незаметный	Денисов, 1991, 1993
IV-2-4	РМ/О	Накомарник руч., левобережье р. Ул	Денисов, 1991, 1993
IV-2-6	РМ	Удачный руч., лев. пр. р. Ул	Денисов, 1991, 1993
IV-2-8	РМ/Э	Эватак, руч. лев. прит. р. Ул	
IV-2-10	РС/Э	Кулибина руч. левобер. р. Ул	Денисов, 1991, 1993
IV-2-12	МК/Э	Многовершинное	Моисеенко, 1996
IV-2-13	РМ/Э	Фельдшерский руч., лев. пр. р. Ул	Денисов, 1991, 1993
IV-2-14	РМ	Лев. Ул р. (верх)	Денисов, 1991, 1993
IV-2-17	РМ/Э	Веселый руч. (Прииск Печальный)	Денисов, 1991, 1993
IV-2-18	РС/О	Никонка р., лев. пр. р. Ул с прит. Крутой и Коротыш	Денисов, 1991, 1993
IV-2-22	РМ/О	Мариинский руч., верховье р. Бекчи	Денисов, 1991, 1993
IV-2-26	РМ	Петропавловский руч., прав. пр. р. Бекчи	Козлов, 1981; Денисов, 1991
IV-2-27	РМ/О	Васильевский руч., прав. пр. руч. Мариинский с руч. Урап	Денисов, 1993; Терещенко, 1994
IV-2-28	РМ/О	Урал р. – Бекчи р.	Денисов, 1991, 1993
IV-2-29	РМ/О	Верхняя Вассэ	Годовой отчет, 1994
IV-2-30	РМ/О	Вассэ р. с притоками, левобережье р. Ул	Козлов, 1981; Денисов, 1991, 1993

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-32	РС/Э	Бекчи р., система оз. Орель	Козлов, 1981; Денисов, 1991, 1993
IV-2-33	РМ/Э	Маристый руч., лев. пр. р. Бекчи	Дьяков, 1997
IV-2-34	РМ/О	Подгорный руч., лев. прит р. Бекчи	Зарембский, 1969; Пилацкий, 1978
IV-2-35	РМ/О	Горелый руч., лев. пр. р. Бекчи	Денисов, 1991, 1993; Терещенко, 1994
IV-2-37	РМ	Рогатый руч., лев. пр. р. Бекчи	Дьяков, 2013
IV-2-39	РМ	Первый руч., прав. пр. р. Бекчи	Денисов, 1991, 1993; Терещенко, 1994
IV-2-41	РС/Э	Рог руч., впадает в оз. Орель	Дьяков, 2002
IV-2-42	РС/Э	Дальний руч.. прит. р. Докдо	Терещенко, 1997; Дьяков, 2000
IV-2-45	РМ	Мал. Рогачен руч., впадает в оз. Орель	Дьяков, 2010
IV-2-46	РМ/О	Соболиный руч., сев побережье оз. Орель пойменная	Долбинов, 1967; Терещенко. 1997
IV-2-47	РМ	Соболиный руч. террасоувальная, погребенная	?
IV-2-48	РМ	Левый Соболиный русловая	Дьяков, 2000
IV-2-49	РС/О	Лев. Соболиный, руч.	Долбинов, 1967; Терещенко. 1997
IV-2-50	РС/О	Пацицина, руч., сев.побер. озера Орель.	Терещенко, 1997; Дьяков, 2000
IV-2-51	РС/Э	Нижн. Соболиный, руч., сев побережье оз. Орель	Дьяков, 2000, 2002
IV-2-52	РС/Э	Тракт, руч., прав. прит. руч. Пацицина	Дьяков, 2002
IV-2-53	РС/О	Ольгин, руч. впадает в оз. Орель (сев побережье)	Дьяков, 2002
IV-3-8	РМ/О	Сивук р. с пр. Январский, Мутеночный левобережье р. Тывлинка	Кайдалов, 2002
IV-3-10	РМ/О	Уки-Случайный руч. лев. пр. р. Тывлинка	Кайдалов, 2002
IV-3-11	РМ/О	Восточный руч. левобережье р. Тывлинка	Денисов, 1991, 1993
IV-3-12	РМ/О	Новый руч. лев пр. р. Тывлинка	Денисов, 1991, 1993
IV-3-13	РМ/О	Сухой руч., прав. пр. руч. Вынга	Денисов, 1991, 1993
IV-3-14	РМ/О	Чун (Дуга) руч. прав. пр. р. Тяпка	Кайдалов, 2002
IV-3-15	РМ	Бол. и Мал. Тисс- руч. левобережье р. Тяпка	Денисов, 1991, 1993
IV-3-16	РМ/О	Апрельский руч., лев. пр. р. Тяпка	Денисов, 1991, 1993
IV-3-17	РМ/О	Тяпка р. с пр. Викторовский, Евсеевский бас. р. Тывлинка	Денисов, 1991; Кайдалов, 2002
IV-3-20	РМ	Ивановский руч., прав. пр. р. Тяпка	Денисов, 1991; Кайдалов, 2002
IV-3-21	РС/Э	Колчанка р. с пр. Павловский и	Денисов, 1991, 1993



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-23	PM/O	Средний Бол. Амыскан руч. с пр. Шумный, бас. оз. Орель	Денисов, 1991, 1993
IV-3-28	МС/Э	Белогорское (пр: Левобережное, Павловское, Колчанское, Огородное, Заячье).	Пилацкий, 1978, Карибжанов, 1980, Кайдалов, 2002; Камаев, 2006
IV-3-31	PM	Заячий-Аммональный руч., лев. пр. р. Бол. Мырган	Денисов, 1991, 1993
IV-3-32	PC	Покровский руч. с пр. Эсфировский, Верный бас. р. Коль	Денисов, 1991, 1993
IV-3-41	PM/O	Уляду руч., впадает в оз. Чля	Денисов, 1991, 1993
IV-3-44	PC/O	Полячек руч., впадает в оз. Чля	Денисов, 1991, 1993
V-1-2	PM	Сред. Невагли, бас. р. Джук	Денисов, 1991, 1993
V-1-3	PM/O	Мал. Невагли, бас. р. Джук	Денисов, 1991, 1993
V-1-5	PM	Майский руч., лев. пр. р. Мал. Кайгачан	Денисов, 1991, 1993
V-1-6	PM	Мал. Кайгачан пев.пр. р. Кайгачан	Денисов, 1991, 1993
V-1-8	PM	Чистый руч., прав. пр. р. Аян	Денисов, 1991, 1993
V-1-9	PC	Аян р., лев. пр. р. Киткан	Денисов, 1991, 1993
V-1-13	PM	Бол. Кайгачан р., бас. оз. Дальжа	Денисов, 1991, 1993
V-1-15	PM	Когляхты руч., лев. пр. р. Сомня	Денисов, 1991, 1993
V-1-16	PM	Гнилой руч., прав. пр. р. Кайгачан	Денисов, 1991, 1993
V-1-21	PM	Гайфон руч. с пр. Медвежий, правобережье р. Кайгачан	Денисов, 1991, 1993
V-1-22	PK/O	Херпучи р., лев. пр. р. Амгунь	Кисец, 1962; Денисов, 1993
V-1-23	PK/O	Тальмак руч., прав. пр. р. Херпучи	Кисец, 1962; Денисов, 1993
V-1-24	PM	Костин руч., лев. пр. р. Херпучи	Денисов, 1991, 1993
V-1-30	PM	Большая р., прав. пр. р. Сомня	Денисов, 1991, 1993
V-1-33	PM/O	Гиляк руч., лев. пр. р. Херпучи	Денисов, 1991, 1993
V-1-34	PM/O	Савантеевский руч., прав. пр. р. Херпучи	Кисец, 1962; Денисов, 1993
V-1-36	PM	Хон руч., лев. пр. р. Херпучи	Денисов, 1991, 1993
V-1-40	PM/O	Ниж. Бальза р, бас. р. Амгунь	Денисов, 1991, 1993
V-1-41	PM/O	Успенский руч., лев. пр. р. Херпучи	Кисец, 1962; Денисов, 1993
V-1-49	PM	Модель руч., лев. пр. р. Амгунь	Шуршалина, 1978; Денисов, 1993
V-1-50	PM	Холоян руч., прав. пр. р. Амгунь	Денисов, 1991, 1993
V-1-51	PC/O	Песецкий руч., прав. пр. р. Амгунь	Денисов, 1991, 1993
V-1-54	PM	Верх. Бол. Уда- р. прав. пр. р. Амгунь	Денисов, 1991, 1993
V-2-3	PM/O	Тебах руч., правобережье р. Амур	Денисов, 1991, 1993
V-2-6	PM/O	Найденный руч., прав. прит. р. Бирбукан	Кисец, 1962; Денисов, 1993; годовой отчет, 1997

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-2-7	PM/O	Лавровский руч., правобережье р. Амур	Таюрский, 1959; Денисов, 1993
V-2-8	PM/O	Марковский руч., правобережье р. Амур	Таюрский, 1959; Денисов, 1993
V-2-9	PM/O	Бирбукан впадает в оз. Дальжа	Денисов, 1991, 1993
V-2-10	PC/O	Падь Сберегательная с прав. прит. Забайкальским, правоб. р. Амур	Шуршалина, 1981; Денисов, 1993
V-2-11	PM/O	Иннокентьевский руч., правобережье р. Амур	Таюрский, 1959; Денисов, 1993
V-2-15	PM/O	Плавный руч., лев. пр. руч. Падь Кабачинская	Николаев, 1988; Денисов, 1993
V-2-16	PM/O	Попова (Круглова) руч., правобережье р. Амур	Николаев, 1988; Денисов, 1991
V-2-17	PM/Э	Случайный, руч.. лев. прит. руч. Бирбукан	Денисов, 1991, 1993
V-2-18	PM/O	Тахта руч., правобережье р. Амур	Денисов, 1991, 1993
V-2-20	PM/O	Апрельский руч., система оз. Дальжа	Денисов, 1991, 1993
V-2-25	PM/O	Лев. Кухтерина р., правобережье р. Амур	Калмыков, 1990; Денисов, 1991, 1993
V-2-27	PM/O	Летучий Ключ руч., правобережье р. Амур	Калмыков, 1990; Денисов, 1991, 1993
V-2-28	PM	Дыльменский руч., правобережье р. Амур	Калмыков, 1990; Денисов, 1991, 1993
V-2-30	PM/O	Бол. Ельник руч., правобережье р. Амур	Калмыков, 1990; Денисов, 1991, 1993
V-2-31	PM/Э	Шамохина руч., правобережье р. Амур	Калмыков, 1990; Денисов, 1991, 1993
V-2-32	PM/Э	Глубокая Падь руч., правобережье р. Амур	Калмыков, 1990; Денисов, 1991, 1993
V-2-39	PM/O	Жимури руч., впадает в прот. Капкудан	Денисов, 1991, 1993
V-2-40	PM/O	Мыс оз. Джевдуха	Кисец, 1962; Денисов, 1991
V-2-49	MM/O	Октябрьское	Шуршалина, 1981; Кайдалов, 1981
V-2-50	PM/Э	Октябрьский руч., лев. пр. р. Вьюн	Шуршалина, 1981; Денисов, 1993
V-2-53	PM/O	Майский руч., лев. пр. р. Бол. Вьюн	Кисец, 1962; Денисов, 1991
V-2-54	PM/Э	Сунгучан руч., прав. пр. р. Почель с лев. пр. Веселый, Отработанный	Кисец, 1962; Денисов, 1991
V-3-3	PC/O	Благодатный-Майнура, левобер. р. Амур	Денисов, 1993; Кайдалов, 2002
V-3-15	PM/O	Мал. Бухтянка, правобережье р. Амур	Денисов, 1991, 1993
V-3-16	MM	Бухтянское (р-е Южное).	Кайдалов, 2002

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-25	ММ	Дыльменское ?	Кайдалов, 2002
VI-1-6	РС/О	Верх. Бульгин, прав. пр. р. Им	Денисов, 1991, 1993
VI-1-13	РМ/О	Подозрительный руч., прав пр. р. Мал. Ангочикан	Чирков, 1985; Денисов, 1993
VI-1-14	РМ/Э	Мал. Ангочикан руч., лев. пр. р. Бичи	Денисов, 1991, 1993
VI-1-16	РМ/Э	Кузьмин руч., лев. пр. р. Бичи	Денисов, 1991, 1993
VI-1-19	РМ/Э	Бол. Ангочикан руч., лев. пр. р. Бичи	Чирков, 1985; Денисов, 1993
VI-1-21	РМ	Венедиктовский руч., лев. пр. р. Бичи	Камаев, 2006
VI-1-22	РМ/О	Террасный руч., прав. пр. р. Мал. Ангочикан	Чирков, 1985; Денисов, 1993
VI-1-25	РМ	Бол. Бакан руч., прав. пр. р. Бичи	Чирков, 1985; Денисов, 1993
VI-1-31	РМ	Фирсовский руч., лев. пр. руч. Кивачи	Нестеров, 1955; Денисов, 1993
VI-1-33	РМ/Э	Маристый руч., правобережье р. Джатка	Кянно, 1986; Денисов, 1993
VI-1-34	РС/О	Джатка р. с руч. Еловый, прав. пр. р. Бичи	Киршев, 1985; Денисов, 1993
VI-1-35	ММ/О	Троицко-Покровское	Потапов, 1981; Минаева, 1987
VI-1-36	РС/О	Покровский руч. с пр. Медвежий, левобережье р. Битки	Потапов, 1981; Киршев, 1985
VI-1-38	РМ/О	Красный руч. с пр. Снежный, бас. р. Битки	Киршев, 1985; Денисов, 1993
VI-2-1	РС/О	Руч. Северный - Мал. Вьюн (Северная)	Чирков, 1980; ; Гриханов, 1992.
VI-2-3	РМ	Мал Вьюн лев. приток р. Вьюн	Ващенко, 1981; Чирков, 1985.
VI-2-9	РМ/О	Бол. Вьюн, система оз. Джевдуха	Чирков, 1985; ; Денисов, 1993..
VI-2-17	РМ	Петровский руч., лев. пр. р. Бичи	Таюрский, 1977; Денисов, 1993
VI-2-38	РМ	Есенга руч., прав. пр. р. Бичи	Кянно, 1986; Денисов, 1993
VI-2-45	РМ/О	Сивук (Болотный) руч., прав. пр. р. Амбакта	Чирков, 1985; Денисов, 1993
VI-2-44	РМ	Грязный руч., лев. пр. р. Битки	Чирков, 1985; Денисов, 1993
VI-2-50	РС/О	Троицкий руч., лев. пр. р. Битки	Потапов, 1981; Киршев, 1985
VI-2-51	РМ	Березинский руч., прав. пр. р. Битки	Чирков, 1985; Денисов, 1993
VI-2-52	РМ	Мал. Битки руч., лев. пр. р. Битки	Киршев, 1985; Денисов, 1991
VI-2-54	РМ/О	Заячий руч., прав. пр. р. Битки	Чирков, 1985; Денисов,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-55	PM/O	Силка (Неизвестный) руч., впадает в оз. Удыль	1993 Нестеров, 1955; Денисов 1993
VI-2-58	PM	Цинковый (Мутный), бас. оз. Удыль	Николаев, 1990; Денисов, 1993
VI-2-66	PM	Извилистый руч., левобережье р. Алочка	Чирков, 1985; Денисов, 1993
VI-2-68	PM	Алочка р., впадает в оз. Удыль	Денисов, 1993; Терещенко, 1994
VI-2-71	PM	Кварцевый руч. с притоками Медвежий, Апрельский, Гремучий, бас.р. Алочка	Денисов, 1991, 1993
VI-2-73	PM	Спокойный (Натальинский) руч., бас. р. Пильда	Денисов, 1993; Терещенко, 1994
II-1-2	П	Мыс Северо-восточный (о-в Бол. Шантар)	Горохов, 1978
III-1-1	П	Кривунское	Овчининский, 1975; Кайдалов, 1976
III-2-5	П	Мыс Томатный	Бруско, 1974; Курочкин, 1975
III-2-7	П	Александровское	Бруско, 1974; Курочкин, 1975
III-2-8	П	Каменный Шпиль	Бруско, 1974; Курочкин, 1975
III-2-10	РП	Залив Рейнеке, пляж	Шмулев, 1978; Денисов, 1993
III-2-12	П	Мыс Мофета	Красный, 1938; Елисеева 1940.
III-2-13	П	Кремневое	Терещенко, 1987
III-2-14	П	Лонгарийское (г. Глубинной)	Терещенко, 1987
III-2-16	РП	Лонгари, река, среднее течение	Зарембский, 1970
III-2-18	П	Верхнемалахтинское	Бруско, 1974; Терещенко, 1987
III-2-19	П	Юхта	Хлыст, 1976; Кайдалов, 1976
III-2-20	РП	Лондорг руч., прав. пр. р. Мухтеля	Зинченко, 1953; Денисов, 1993
III-2-23	РП	Угловой руч., лев. пр. р. Малахта	Денисов, 1991, 1993
III-2-25	П	Вилкинское	Богомяков, 1978; Терещенко, 1987
III-2-26	РП	Мари руч., левобережье р. Мухтеля	Денисов, 1991, 1993
III-2-27	П	Хребтовое	Бруско, 1974; Терещенко, 1987.
III-2-28	П	Ягодное, лев пр. Прав Ул	Гусев, 1962.
III-2-29	П	Мангули	Бруско, 1972; Хлыст, 1976
III-2-32	РП	Мангули р. и Ниж. Мангули р. с пр. Самородок	Шадынский, 1968; Денисов, 1993

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-33	П	Опорное	Бруско, 1972
III-2-35	РП	Средн. Ул (сред. и нижн. течение)	Зарембский, 1963.
III-3-8	П	Куприяновское( мыс Куприянова).	Ведерников, 1956; Зарембский. 1984.
III-3-9	П	Водопадное	Богомяков, 1978
III-5-20	П	Березка	Коноваленко, 2010
IV-1-2	П	Ветвистое	Бруско, 1972.
IV-1-3	П	Джапи, руч.пр. пр. р. Лев. Джапи	Гусев, 1966; Бруско, 1972.
IV-1-5	П	Лев. Джапи, руч. лев. пр. р. Джапи	Бруско,1972.
IV-1-6	РП	Лев. Джапи р.	Денисов, 1991, 1993
IV-1-7	РП	Тохареу, пляж восточный	Шмулев, 1978; Денисов, 1993
IV-1-8	РП	Центральный руч., прав. пр. р. Лев. Джапи	Денисов, 1991, 1993
IV-1-9	РП	Медвежий руч., лев. пр. р. Прав. Джапи	Денисов, 1991, 1993
IV-1-10	РП	Гамма руч., левобережье р. Прав. Джатка	Долбинов, 1987; Денисов, 1993
IV-1-11	РП	Прав. Джапи р.	Долбинов, 1987; Денисов, 1993
IV-1-13	П	Беличье	Бруско, 1972; Кайдалов, 1976
IV-1-14	РП	Залив Николая ниже устья Чалбуг	Лопатин, 2014
IV-1-16	П	Кемкар, руч. (п-ов Тохареу).	Хлыст,1976.
IV-1-17	П	Иктинго	Кайдалов, 1976
IV-1-18	РП	Ниж. Янчан руч., лев. пр. р. Турки	Долбинов, 1987; Денисов, 1993
IV-1-19	РП	Янчан руч., лев. пр. р. Турки	Долбинов, 1987; Денисов, 1993
IV-1-20	РП	Залив Николая, пляж	Шмулев, 1978; Денисов, 1993
IV-1-21	РП	Прав. Иктинго руч., система зал. Николая	Долбинов, 1987; Денисов 1993
IV-1-22	РП	Собачий руч., прав. пр. р. Лев. Иктинго	Шадынский, 1969; Денисов, 1993
IV-1-25	П	Лев. Иктинго водораздел Турки и Иктинго	Конюшков, 1974.
IV-1-27	П	Майское	Кайдалов, 1976
IV-1-29	П	Довоксо	Таюрский, 1967; Кайдалов, 1976
IV-1-30	П	Турчик	Кайдалов, 1976
IV-1-31	П	Лев. Ясман	Кайдалов, 1976
IV-1-33	РП	Мевачан руч., впадает в зал. Николая	Шадынский, 1969; Денисов, 1993
IV-1-34	П	Вертушка	Кайдалов, 1976
IV-1-36	РП	Невагли р.	Кисец, 1962; Денисов, 1993

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-2	РП	Чадай руч., лев. пр. р. Мухтеля	Зарембский, 1965; Денисов, 1993
IV-2-5	П	Ниж. Мангули	Бруско, 1972
IV-2-7	РП	Салали руч., прав. пр. руч. Чадай	Денисов, 1991, 1993
IV-2-9	П	Конечное (Зональное, Осенее, Кулибина, Эватак, Тёмное).	Юсовских, 1975; Терехов, 1985
IV-2-11	П	Чайное (Медвежье) Удачное	Юсовских, 1975; Терехов, 1985
IV-2-15	П	Ланданджа	Кайдалов, 1976
IV-2-16	РП	Ланданджа руч., лев. пр. руч. Чадай	Зарембский, 1965; Денисов, 1993
IV-2-19	П	Гладуновское (Веселое, Салали, Кулибина-II, Поляна).	Курочкин, 1979, Юсовских. 1975, Шавро, 1993.
IV-2-20	П	Урал	Можаева, 1977
IV-2-21	П	Мал Ангека	Кайдалов, 1976.
IV-2-23	П	Тимофеевское	Курочкин, 1982
IV-2-24	РП	Мал. Ангека, приток р. Бол. Ангека	Денисов, 1991
IV-2-25	РП	Мартовский руч, приток р. Бол. Ангека	Денисов, 1991
IV-2-31	П	Попутное, (Михайловское, Подгорное).	Курочкин, 1982, Стеганцов, 1978.
IV-2-36	П	Рогатое	Степанов, 1980
IV-2-38	РП	Маленький руч., лев. пр. р. Вассэ	Денисов, 1991, 1993
IV-2-40	РП	Немколи, руч. лев. прит. р. Ул-Орельский с прит. Лев. Немколи	Дьяков, 2000
IV-2-43	РП	Бол.Рогачен, руч., впадает в оз. Орель	Долбинов, 1967
IV-2-44	П	Чайное, Омальское.	Стеганцов, 1973
IV-2-55	П	Маеми	Козлов, 1981
IV-2-56	П	Патырлак	Козлов, 1981
IV-2-57	П	Мыс Горький (побережье оз. Орель).	Козлов, 1968.
IV-3-1	РП	Поселочный- руч, впад. в Сахалинский зал. с прит. руч. Носовский (Безымянный)	Денисов, 1991, 1993
IV-3-2	РП	Тавервей руч., впад. в Сахалинский зал.	Денисов, 1991, 1993
IV-3-6	РП	Верховья р.Сивук с притоками	Долбинов, 1967
IV-3-7	РП	Левый (Первый) руч. лев. пр. руч.Вынга	Денисов, 1991, 1993
IV-3-9	РП	Параллельный руч., лев. пр. руч. Вынга	Денисов, 1991, 1993
IV-3-18	РП	Маристый руч., прав. пр. р. Тяпка	Денисов, 1991, 1993
IV-3-19	РП	Сахалинский залив выше устья р. Коль	Лопатин, 2014
IV-3-22	П	Тяпка (Маристое, Амыскан).	Степанов, 1983; Кайдалов, 2002

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-35	П	Соленое	Серкин, 1977, Степанов, 1983.
IV-3-36	П	Бабай	Камбалова, 1938; Пилацкий, 1978
IV-3-39	П	Красная горка	Михайлова, 1976.
IV-3-43	П	Бол.Иска, лев. борт р. Бол. Иска.	Серкин. 1976.
IV-3-45	П	Игрек	Кайдалов, 2002
IV-3-46	П	Грозное	Агеенко, 1972
V-1-1	РП	Сред. Невалги с прав. пр . руч. Крутой	Денисов, 1991, 1993
V-1-4	РП	Шумный руч. пр. руч. Лев, Киткан	Денисов, 1991, 1993
V-1-7	РП	Сомнительный руч., прав. пр. р. Аян	Денисов, 1991, 1993
V-1-10	РП	Заячий руч. прав. пр. р. Аян	Денисов, 1991, 1993
V-1-11	РП	Киткан руч. лев. пр. р. Аян ?	Денисов, 1991, 1993
V-1-12	РП	Хенсова руч. лев. пр. р. Сомня	Денисов, 1991, 1993
V-1-14	РП	Надежный руч., прав. пр. р. Когляхты	Денисов, 1991, 1993
V-1-17	РП	Мутный руч.(Напрасный) прав. пр. р. Бол. Кайгачан	Кисец, 1962; Денисов, 1991, 1993
V-1-18	РП	Завальный руч. и нижн течен р. Когляхты	Денисов, 1991, 1993
V-1-19	РП	Михайловский руч., прав. пр. р. Кайгачан	Кисец, 1962; Денисов, 1993
V-1-20	П	Тальмак и Херпучи	Шуршалина, 1978
V-1-25	РП	Мал. Ахтам руч., прав. пр. р. Сомня	Денисов, 1991, 1993
V-1-26	РП	Босовский руч., лев. пр. р. Херпучи	Денисов, 1991, 1993
V-1-27	РП	Илга руч., левобережье р. Херпучи	Денисов, 1991, 1993
V-1-28	П	Гайфон	Шуршалина, 1978
V-1-29	РП	Малютинский руч., лев. пр. р. Херпучи	Денисов, 1991, 1993
V-1-31	РП	Санкуна руч., прав. пр. р. Сомня	Денисов, 1991, 1993
V-1-35	РП	Ахотыма руч., прав. пр. р. Сомня	Денисов, 1991, 1993
V-1-37	П	Безымянное	Зарембский, 1961; Шуршалина, 1978
V-1-38	П	Эксахан	Кайдалов, 1986
V-1-39	РП	Заячий руч. пр руч. Николаевского	Кисец, 1962; Денисов, 1991
V-1-42	РП	Люга руч. лев. пр. р. Амгунь	Кисец, 1962; Денисов, 1991
V-1-43	РП	Горбушка руч, лев. пр. р. Амгунь	Денисов, 1991, 1993
V-1-44	П	Модуль, левобережье р Амгунь	Шуршалина, 1978
V-1-45	П	Люга, левобережье р. Амгунь	Шуршалина, 1978
V-1-46	РП	Могильный руч., лев. прит. р. Амгунь	Денисов, 1991, 1993
V-1-47	РП	Аммональный руч. лев. прит. р. Амгунь	Денисов, 1991, 1993
V-1-48	РП	Черный руч., прав. пр. р. Сомня	Кисец, 1962; Денисов,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-52	П	Инилохонское	1991 Кондратьева, 1994
V-1-53	РП	Мал. Уда р. с пр. Олений	Денисов, 1991, 1993
V-1-56	РП	Могилки руч., лев. пр. р. Амгунь	Денисов, 1991
V-1-57	РП	Гадек руч., прав. пр. р. Амгунь	Денисов, 1991, 1993
V-1-58	П	Савватеевское	Кайдалов, 1986.
V-1-59	П	Чульбаткан	Кайдалов, 1986
V-1-60	П	Мал. Уда	Кайдалов, 1986.
V-1-62	РП	Мал. Инмакчан руч., лев. пр. р. Амгунь	Денисов, 1991
V-1-64	П	Наткульчны	Кайдалов, 1986.
V-1-65	П	Гранитное	Кайдалов, 1986
V-2-1	П	Пальво	Стеганцов, 1973.
V-2-5	РП	Мал. Кербукан руч., бас. оз. Дальжа	Денисов, 1991, 1993
V-2-12	РП	Дымный руч., прав. пр. р. Кайгачан	Денисов, 1991, 1993
V-2-13	П	Тахтинское	Колоколов, 1962; Тертерян, 1973
V-2-19	П	Плавное, ( Кабачинское)	Шавро, 1993
V-2-21	РП	Крутой руч., правобережье р. Амур	Денисов, 1991, 1993
V-2-22	РП	Золотая Коса руч., бас. оз. Дальжа	Кисец, 1962; Денисов, 1993
V-2-23	РП	Надежный руч., правобережье р. Амур	Калмыков, 1990; Денисов, 1993
V-2-24	РП	Кухтерина р. с притоками, правоб. р. Амур	Калмыков, 1990; Денисов, 1993
V-2-26	РП	Варфоломеевский руч., левобер. р. Амгунь	Кисец, 1962; Денисов, 1993
V-2-35	П	Поиск	Поликанов, 1964
V-2-38	РП	Юшкuty р. с притоками, прав. пр. р. Амгунь	Кисец, 1962; Денисов, 1991
V-2-41	РП	Беличий-Контактный руч., пр. р. Почель	Кисец, 1962; Денисов, 1991
V-2-42	РП	Аяк руч. лев пр. р. Джегдан	Кисец, 1962; Денисов, 1991
V-2-43	П	Ояк	Кайдалов, 1981
V-2-44	РП	Войлоковский руч., лев. пр. р. Почель	Денисов, 1991, 1993
V-2-45	РП	Ильинский руч., лев. пр. р. Почель	Кисец, 1962; Денисов, 1993
V-2-46	П	Ильинское (лев. берег Почель).	Сахьянов, 1962, Кайдалов, 1986.
V-2-47	РП	Бол. Ваюн р., бас. оз. Джевдуха	Кисец, 1962; Денисов, 1991
V-2-51	РП	Морозный, руч. прав. пр. руч Сунгачан	Кисец, 1962
V-2-52	П	Прав. Почель	Кайдалов, 1986.
V-3-1	П	Благодатненское	Кайдалов, 2002
V-3-4	П	Зимовье Фадеева	Кайдалов, 2002



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-5	П	Граничное	Кайдалов, 2002
V-3-7	РП	Граничный руч., левобережье р. Амур	Денисов, 1993
V-3-8	П	Магинское	Поликанов, 1970
V-3-13	РП	Чуйга руч., правобережье р. Амур	Денисов, 1991, 1993
V-3-17	П	Стрелка ( Седых, Трудное).	Осипов, 1977
V-3-18	РП	Приисковая, лев. пр. р. Масловка	Денисов, 1998; Кайдалов, 2002
V-3-19	П	Золотая Гора	Кайдалов, 2002
V-3-20	П	Полянка	Кайдалов, 2002
V-3-21	П	Дубовая Гора	Кайдалов, 2002
V-3-22	РП	Сред. Таракановка р. с притоком	Денисов, 1991, 1993
V-3-23	П	Встреча	Кайдалов, 2002
V-3-24	П	Опарина	Иванищенко, 1977; Пилацкий, 1978
V-4-1	П	Чернореченское	Минаева, 1983
V-4-2	П	Аври	Минаева, 1983
V-4-4	П	Кумлинское (Соболинка, Ляхницкое)	Минаева, 1983; Стеганцов, 1987
V-4-5	П	Салдобуровское	Минаева, 1983
V-4-6	П	Мал. Ваккер	Стеганцов, 1987
V-4-7	П	Чадбах (Зона Засухинская)	Минаева, 1983; Стеганцов, 1987
V-4-9	П	Оремиф ( Надежда, зона 2, 3. 4, зона Карбонатная).	Минаева, 1983; Стеганцов, 1987
V-4-11	П	Пронге (прав. берег р. Амур).	Минаева, 1983.
VI-1--1	П	Кентавр, левобер. Сухари.	Кайдалов, 1986.
VI-1-2	П	Чимчикан, лев. приток Яян.	Кайдалов. 1986.
VI-1-4	П	Прав.Бульгин прав. прит. р. Им..	Кайдалов.1986.
VI-1-7	РП	Прав.-Лев. Кума, лев. пр. р. Бичи	Денисов, 1991, 1993
VI-1-8	П	Песчаный, лев. прит. р. Бичи.	Кайдалов. 1986.
VI-1-9	П	Начальный. лев. прит. руч. Кума	Кайдалов. 1986.
VI-1-11	РМ	Кириллинский, руч., лев. прит. р. Бичи.	Павлов,1987
VI-1-12	РП	Июльский руч., лев. пр. р. Кума	Денисов, 1991, 1993
VI-1-15	П	<b>Кузьмин руч.</b> , лев прит. р Бичи.	Минаева,1987.
VI-1-18	П	Раздельное	Минаева,1987
VI-1-20	РП	Кимчан руч., лев. пр. р. Бичи	Денисов, 1991, 1993
VI-1-23	П	Старательский.лев. прит. р Бичи.	Минаева,1987.
VI-1-24	РП	Березинский руч., лев. пр. р. Бичи	Денисов, 1991, 1993
VI-1-26	РП	Кивачи руч., прав. пр. р. Бичи	Нестеров, 1955; Денисов, 1993
VI-1-27	РП	Широкий руч., прав. пр. р. Бичи	Нестеров, 1955; Денисов, 1993
VI-1-29	РП	Ельга руч., прав. пр. р. Бичи	Нестеров, 1955; Денисов, 1993
VI-1-30	РП	Угрюмый руч., прав. пр. р. Бичи	Нестеров, 1955; Денисов, 1993

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-1-31	РП		
VI-1-32	РП	Черная рч., лев. пр. р. Бичи	Чирков, 1985; Денисов, 1991
VI-1-37	П	Еловое	Минаева, 1987
VI-1-39	РП	Савельевский руч., лев. пр. р. Джатка	Денисов, 1991, 1993
VI-1-43	П	Прошлое, левобережье Уенга	Минаева, 1987
VI-1-44	П	Беглое	Поликанов, 1956; Минаева, 1987
VI-1-45	РП	Звучный руч., левобережье руч. Уенга	Нестеров, 1955; Денисов, 1991
VI-1-46	П	Балахой	Минаева, 1987
VI-2-4	П	Сунгачанское	Кайдалов, 1981
VI-2-12	П	Петровское	Кайдалов, 1981
VI-2-16	РП	Орон руч., лев. пр. р. Бичи	Кисец, 1962; Денисов, 1993
VI-2-18	РП	Топкий руч., лев. пр. руч. Бол. Осмал	Чирков, 1985; Денисов, 1993
VI-2-19	РП	Мал. Осмал руч., лев. пр. р. Бичи	Кисец, 1962; Денисов, 1993
VI-2-21	П	Чиколул	Кайдалов, 1981
VI-2-27	РП	Бульдо руч., прав. пр. р. Бичи	Денисов, 1991, 1993
VI-2-26	РП	Генкин Ключ руч., с прав. прит. правобережье р. Бичи	Камаев, 2006
VI-2-35	П	Бульдо	Кайдалов, 1981
VI-2-37	П	Тихое	Кайдалов, 1986
VI-2-39	РП	Ступенчатый, руч., лев. прит. р. Амбакта	Шевченко, 2003.
VI-2-40	РП	Амбакта руч., с прав. прит. Буяновским- лев. пр. р. Битки	Шевченко, 2003.
VI-2-41	РП	Черный руч., лев. прит. р. Битки	Нестеров, 1956; Денисов 1993
VI-2-60	П	Валунистое	Степанов, 1989
VI-2-61	П	Трехгорбое	Майборода, 1967
VI-2-64	П	Алочка	Степанов, 1989
VI-2-65	П	Случайное	Степанов, 1989
VI-2-69	РП	Перевальный руч., бас. р. Дидбиран	Денисов, 1991
VI-2-70	РП	Пугачевский (Китайский) руч., пр. р. Алочка	Нестеров, 1955; Денисов 1993
VI-2-75	П	Кварцевое	Минаева, 1987
VI-3-11	П	Курганное	Добкин, 2002
VI-3-14	П	Самсоновское	Дьячков, 1979
VI-3-16	П	Ухтинское	Поликанов, 1974
VI-3-18	П	Заячье	Поликанов, 1974
VI-3-22	П	Пахта	Дьячков, 1979; Добкин, 2002
VI-3-24	П	Гольби	Дьячков, 1979
VI-3-27	РП	Хутаксо, руч., басс. оз. Иркутского	Астафьев, 1972

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-3-28	П	Хутаксо	Дьячков, 1979
VI-3-30	П	Пото, руч, лев. берег.	Дьячков, 1979.
VI-4-1	П	Джаоре, побережье Амурского лимана	Шавро, 1962; Дьячков, 1979.
VI-3-2	ПМ	Мы, руч. лев. берег	Добкин, 2002
VI-3-26	ПМ	Ср. Пото, руч. лев. берег, верхнее течение Лев. Пото	Добкин, 2002
VI-3-31	ПМ	Аури	Дьячков, 1979
III-2-1	ШО	Охотское море выше о-ва Рейнеке	Лопатин, 2014
III-2-2	ШО	Охотское море выше о-ва Рейнеке	Лопатин, 2014
III-2-9	ШО	Залив Александры в р-не оз. Мухтеля	Лопатин, 2014
III-2-36	ШО	Чадай-Мангульский	Шадынский, Гусев, 1967.
III-3-1	ШО	Охотское море выше залива Рейнеке	Лопатин, 2014
III-3-2	ШО	Охотское море выше залива Рейнеке	Лопатин, 2014
III-3-3	ШО	Охотское море выше залива Рейнеке	Лопатин, 2014
III-3-4	ШО	Сахалинский залив (побережье мыс Мафета-мыс Промежуточный)	Лопатин, 2014
III-3-5	ШО	Сахалинский залив (побережье мыс Мафета-мыс Промежуточный)	Лопатин, 2014
III-3-6	ШО	Сахалинский залив (побережье мыс Мафета-мыс Промежуточный)	Лопатин, 2014
III-3-10	ШО	Залив Екатерины	Лопатин, 2014
IV-1-4	ШО	Коса Нерпичья-устье Березовой, залив Николая	Лопатин, 2014
IV-1-15	ШО	Коса Чуминьжа-мыс Наблюдений, залив Николая	Лопатин, 2014
IV-1-32	ШО	Уклеит-Джук-Ясман	Конюшков, 1974.
IV-3-24	ШО	Сахалинский залив ниже устья реки Коль	Лопатин, 2014
IV-4-1	ШО	Залив Счастья	Лопатин, 2014
V-2-2	ШО	Колпакори, р.	Шуршалина, 1981
V-5-28	ШО	Комулан-Теньгинский	Коноваленко, 2010
VI-5-3	ШО	Валский (левобережье р Вал)	Евсеев, Шейко, 1990
IV-1-12	ШП	Мыс Низкий- мыс Приметный, залив Николая	Лопатин, 2014
<b>СЕРЕБРО</b>			
VI-1-42	П	Верхняя Лев. Джатка	Минаева, 1987
VI-3-17	П	Овальный, руч, прав. прит. р. Кривая Кенжа	Добкин, 2002
VI-3-6	ВГХО	Правая Гера-Мы, водораздел	Добкин, 2002
VI-3-15	ВГХО	Цудульны-Амур	Добкин, 2002
VI-3-19	ВГХО	Кривая и Прямая Кенжа	Добкин, 2002
VI-3-25	ВГХО	Гольби, р., правобережье	Добкин, 2002

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>РЕДКИЕ ЗЕМЛИ</b>			
VI-2-15	П	Малюткинское	Кайдалов, 2010
VI-3-20	ШО	.Мал. Силасу, Утица, Ухта, Бол. Тучка, Урпли, рр.	Добкин, 2002
<b>УРАН</b>			
III-3-7	П	Мыс Промежуточный	Пилацкий, 1970, 1978
<b>АЛУНИТ</b>			
IV-3-38	МК	Искинское	Кайдалов, 2002
V-3-26	МС	Гряда Каменистая	Кайдалов, 2002
IV-3-34	П	Коль	Куренчанин, 1967; Кайдалов, 2002
V-3-27	П	Малая, р.	Кайдалов, 2002
V-3-34	П	Круглый Камень	Кайдалов, 2002
V-3-36	П	Мынское (Озерное)	Кайдалов, 2002
V-4-3	П	Пуир	Шавро, 1962; Минаева, 1983
VI-2-2	П	Заячье	Бруско, 1966; Кайдалов, 1981
VI-2-6	П	Центральное	Кайдалов, 1981
VI-2-10	П	Алунитовое	Кайдалов, 1981
VI-2-11	П	Лагерное	Бруско, 1966; Кайдалов, 1981
VI-4-2	П	Джаоре, побережье Амурского лимана	Шавро, 1964; Дьячков, 1979
VI-4-6	П	Ухтомское	Дьячков, 1979
<b>ФОСФОРИТ</b>			
III-5-13	П	Водопадное	Коноваленко, 2010
III-5-18	П	Батарейное	Коноваленко, 2010
VI-5-21	П	Даги I	Салун, 1983
VI-5-22	П	Даги III	Салун, 1983
VI-5-24	П	Даги II	Салун, 1983
VI-6-6	П	Бол. Горомай, низовья	Евсеев, Шейко, 1990
VI-5-9	ВГХО	Верхнеэвайский	Евсеев, Шейко, 1990
VI-5-12	ВГХО	Эвайский	Евсеев, Шейко, 1990
<b>ГЕРМАНИЙ</b>			
VI-5-2	ПГХО	Теньги, р. среднее течение	Евсеев, Шейко, 1990
VI-5-6	ПГХО	Люся, руч. приток р. Уния-Тана	Евсеев, Шейко, 1990
VI-5-13	ПГХО	Бол. Вагис, руч. среднее течение	Евсеев, Шейко, 1990
VI-5-15	ПГХО	Эвай, р. выше устья руч. Голубой	Евсеев, Шейко, 1990
VI-5-17	ПГХО	Туксю, р., верховья	Евсеев, Шейко, 1990
VI-5-18	ПГХО	Туксю, р. среднее течение	Евсеев, Шейко, 1990
VI-5-19	ПГХО	Даги, р. верховья	Евсеев, Шейко, 1990
VI-5-27	ПГХО	Таежный, руч. приток р. Даги	Евсеев, Шейко, 1990

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>ФАРФОРОВЫЙ КАМЕНЬ</b>			
IV-3-26	П	Белая Гора	Онихимовский, 1996
<b>ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ</b>			
IV-2-58	МС	Подгорное	Козлов, 1981
VI-3-30	П	Иркутское, оз.	Добкин, 2002
VI-4-5	П	Ухтомского	Захаров, 1987
<b>КОРУНД</b>			
IV-3-47	П	Игрек	Кайдалов, 2002
VI-2-14	П	Быстрянка	Кайдалов, 1981
<b>ЦЕОЛИТЫ</b>			
V-3-2	МС	Середочное	Кайдалов, 2002
V-3-6	П	Зеленогорское	Кайдалов, 2002
<b>ДЕМАНТОИД</b>			
III-5-4	П	Талики	Коноваленко, 2010
<b>АМЕТИСТ</b>			
III-2-4	П	Александры, мыс	Болдовский, 1971
<b>МОРИОН</b>			
III-2-11	П	Мофета, мыс	Болдовский, 1971
IV-3-4	П	Горелое	Трошин, 1984; Щеголев, 1989
IV-3-5	П	Останцовая (Тропинова), гора	Болдовский, 1971
<b>АГАТЫ</b>			
VI-5-1	П	Теньги, р.	Евсеев, 1990
VI-5-4	П	Банни, р.	Евсеев, 1990
<b>СРЕДНИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ</b>			
III-5-17	МС/Э	Третий Брат	Коноваленко, 2010
<b>СРЕДНИЕ ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ</b>			
V-4-10	ММ/Э	Мыс Пронге	Бравина, 1964; Минаева, 1983
<b>ОСНОВНЫЕ ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ</b>			
IV-3-30	ММ	Члянское	Поликанов, 1972; Роганов, 2008
V-3-11	МС	Николаевское	Кайдалов, 2002
V-3-14	ММ	Мыс Мео	Кайдалов, 2002
<b>ПЕРЛИТЫ</b>			
IV-3-25	ММ	Колчанское	Кайдалов, 2002
IV-3-27	П	Алтуховское	Охранчук, 1984
IV-3-29	ММ	Угольное	Кайдалов, 2002
<b>ДИАТОМИТ</b>			
VI-3-21	ММ	Черноярское (Богородское)	Захаров, 1987; Добкин,

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
			2002
<b>ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ, ЧЕРЕПИЧНЫЕ И ГОНЧАРНЫЕ</b>			
IV-2-58	ММ	Подгорное	Козлов, 1981
IV-5-10	МС	Охинское (Участок № 3)	Коноваленко, 2009
IV-5-18	МС	Дамирское	Коноваленко, 2009
<b>ГЛИНЫ КЕРАМЗИТОВЫЕ</b>			
IV-5-17	МС/Э	Охинское (Участок № 5)	Коноваленко, 2009
<b>ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ</b>			
IV-6-7	МС	Эхабинское	Коноваленко, 2010
<b>ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ</b>			
IV-5-14	МС	Охинское	Коноваленко, 2009
<b>ГЛИНЫ БУРОВЫЕ</b>			
V-5-6	ММ	Нанивское	Ведерников, 1981
V-5-12	ММ	Лангрыйское	Ведерников, 1981
V-5-14	ММ	Чернореченское	Ведерников, 1981
V-5-17	ММ	Булкунарское	Ведерников, 1981
V-5-18	ММ	Крапивненское	Ведерников, 1981
V-5-23	ММ	Южно-Гыргыланьинское	Ведерников, 1981
<b>ГЛИНЫ КРАСОЧНЫЕ</b>			
V-2-34	П	Белая Глинка	Захаров, 1987
V-3-9	П	Камора, р.	Захаров, 1987
V-3-29	П	Озерное	Захаров, 1987
V-4-8	П	Озерпахское	Захаров, 1987
<b>АСФАЛЬТИТ</b>			
IV-5-16	ММ	Охинское (Большое Асфальтовое Озеро)	Коноваленко, 2009
IV-6-4	ММ	Восточно-Эхабинское	Коноваленко, 2010
VI-6-3	П	Нутовское	Евсеев, 1990
<b>ПРОМЫШЛЕННЫЕ ИОДНЫЕ ВОДЫ</b>			
IV-5-5	П	Северо-Колендинское	Коноваленко, 2009
IV-5-8	П	Некрасовское	Коноваленко, 2009
IV-5-15	П	Охинское	Коноваленко, 2009
IV-5-23	П	Гиляко-Абунанское	Коноваленко, 2009
IV-6-5	П	Восточно-Эхабинское	Коноваленко, 2010
<b>МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ</b>			
IV-5-2	П	Береговое	Коноваленко, 2009
IV-5-3	П	Троптунское	Коноваленко, 2009
<b>ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ</b>			
V-3-32	ММ/Э	Анненские Минеральные Воды	Гидрогеология СССР, т. XXIII

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-6-12	МК/Э	Дагинские Минеральные Источники	Евсеев, 1990
IV-3-3	П	Якум-Му	Кайдалов, 2002
V-3-30	П	Инка	Кайдалов, 2002
V-6-8	П	Паромайские Источники	Ведерников, 1981; Салун, 1983
VI-4-7	П	Лазаревский	Архипов, 2009
VI-4-8	П	Чомэнский	Архипов, 2009
<b>ПИТЬЕВЫЕ ВОДЫ</b>			
IV-5-21	МС	Озерный водозабор	Коноваленко, 2009
<b>ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ</b>			
V-3-33	М	Гаванское	Кайдалов, 2002
VI-6-13	М	Дагинское	Евсеев, 1990

## ОГЛАВЛЕНИЕ

### Часть 2

	Стр.
6. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ <i>Саутченкова Р. А., Лопатин Б. Г.</i> . . . . .	4
Горючие ископаемые . . . . .	4
Твердые горючие ископаемые. . . . .	18
Металлические ископаемые. . . . .	20
Благородные металлы. . . . .	33
Радиоактивные элементы. . . . .	46
Неметаллические ископаемые. . . . .	47
7. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ <i>Саутченкова Р. А.</i> . . . . .	66
8. ГИДРОГЕОЛОГИЯ <i>Кулаков В. В.</i> . . . . .	108
9. ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА <i>Опалихина Е. С., Лопатин Б. Г.</i> . . . . .	131
ЗАКЛЮЧЕНИЕ <i>Шаруева Л. И., Лопатин Б. Г.</i> . . . . .	145
Список литературы. . . . .	149
Приложение. Электронный каталог объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на территории суши листа N-54 – Николаевск-на-Амуре масштаба 1:1 000 000. . . . .	185

### Список таблиц

№ /п	№ п номер табл.	И Т	Название таблицы	тр.
	1	6	Балансовые извлекаемые запасы углеводородного сырья, разведанные на территории листа N-54 по состоянию на 01.01.2009 г.	
	2	7	Общая оценка прогнозных ресурсов минерагенических подразделений территории листа N-54	7
	3	7	Характеристика выявленных объектов Шантарского участка шельфа	0
	4	7	Начальные геологические запасы по зонам территории листа N-54	1
	5	7	Распределение потенциальных ресурсов УВ на шельфе Северного Сахалина по стратиграфическим комплексам, глубине залегания и глубине моря	7