

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Дальневосточная

Лист L-(53),54 – Южно-Сахалинск

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2021

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

Акционерное общество «РОСГЕОЛОГИЯ» (АО «Росгеология»)

Акционерное общество «Дальневосточное производственно-геологическое объединение»
(АО «Дальневосточное ПГО»)

Акционерное общество «Сахалинская ГРЭ»
(АО «Сахалинская ГРЭ»)

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга»
(ФГБУ «ВНИИОкеангеология»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Дальневосточная
Лист L-(53),54 – Южно-Сахалинск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2021

УДК 55(571.620+571.63)(084.3)
ББК 26
А48

А в т о р ы

*А. А. Аленичева, А. В. Лызганов, В. В. Иванова, Л. М. Чумаков, П. Ю. Ковтунович,
Ю. Ю. Юрченко, С. В. Коваленко, А. Е. Рыбалко, Н. В. Попова, И. В. Котельникова,
С. Ю. Першикова, А. А. Белякова, Т. Н. Суворова, Г. И. Кузнецова*

Научные редакторы *С. В. Коваленко, Б. Г. Лопатин,
Л. Р. Семенова, О. И. Супруненко*

Рецензенты *канд. геол.-минерал. наук Б. А. Марковский,
А. В. Максимов, О. Н. Малых, канд. геол.-минерал. наук О. И. Бостриков*

Аленичева А. А., Лызганов А. В., Иванова В. В. и др.

А48 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист L-(53),54 – Южно-Сахалинск. Объяснительная записка/ Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Росгеология», АО «Дальневосточное ПГО», АО «Сахалинская ГРЭ», ФГБУ «ВНИИОкеангеология». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2021. – 536 с.

ISBN 978-5-93761-834-4 (объясн. зап.)

ISBN 978-5-93761-835-1

В объяснительной записке на современном уровне обобщен фактический материал по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, полезным ископаемым, гидрогеологии, геолого-экологической обстановке восточной части Среднего Сихотэ-Алиня (части Приморского и Хабаровского краев), южной части о. Сахалин, о. Монерон и акватории Татарского пролива, Японского и Охотского морей. Даны современная оценка прогнозных ресурсов и рекомендации по дальнейшему изучению территории. Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

Материалы записки рассчитаны на широкий круг специалистов в области региональной геологии и полезных ископаемых России.

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

Табл. 12, ил. 23, список лит. 213 назв., прил. 11.

**УДК 55(571.620+571.63)(084.3)
ББК 26**

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 24 декабря 2019 г.

© Роснедра, 2021
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019
© АО «Росгеология», 2019
© АО «Дальневосточное ПГО», 2019
© АО «Сахалинская ГРЭ», 2019
© ФГБУ «ВНИИОкеангеология», 2019
© Коллектив авторов, 2019
© Издательство ВСЕГЕИ, 2021

**ISBN 978-5-93761-834-4 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-835-1**

ВВЕДЕНИЕ

Общие сведения. Территория листа L-(53),54 – Южно-Сахалинск охватывает северо-восточную часть Приморского и южную часть Хабаровского краев (материковая суша), южную часть о. Сахалин, о. Монерон (островная суша), а также акваторию южной части Татарского пролива, северо-западной части Японского и юго-западной части Охотского (заливы Терпения и Анива) морей. Общая площадь акватории составляет около 161 тыс. км² (76 % площади листа). Северная и южная рамка листа проходят по широте 48 и 44° с. ш., западная и восточная ограничены меридианами 138 и 144° в. д. В административном отношении большая часть материковой суши принадлежит к Тернейскому муниципальному району Приморского края, меньшая – к двум муниципальным районам Хабаровского края: Советско-Гаванскому и имени Лазо. Островная суша общей площадью 18 тыс. км² относится к территории городского округа «Южно-Сахалинск», Томаринского, Долинского, Холмского, Невельского, Анивского, Корсаковского и Макаровского районов Сахалинской области Российской Федерации.

Площадь листа L-(53),54 находится в переходной зоне от континента к океану. Большую часть площади занимает акватория в пределах Южно-Татарского рифтогенного прогиба, разделяющего континентальную сушу и о. Сахалин. В западной, континентальной части листа выделены структуры Сихотэ-Алинской складчатой системы и наложенных позднемиоценового–палеогенового Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса и плиоцен-четвертичного Восточно-Азиатского рифтогенного пояса. Островная часть листа принадлежит к Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе, ограниченной с востока Охотоморской плитой. В прогибах акватории сформированы осадочные бассейны, кайнозойский осадочный чехол которых сложен мощными (до 9 км), слабодислоцированными, преимущественно терригенными толщами.

Геологосъемочные работы по созданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа L-(53),54 – Южно-Сахалинск проводились коллективами ФБГУ «ВСЕГЕИ», АО «Дальневосточное ПГО» (континентальная суша), ФБГУ «ВНИИОкеангеология» (акватория), АО «Сахалинская ГРЭ» (островная суша).

В работе использованы результаты современных аналитических исследований, которые проводились на базе ЦЛ и ЦИИ «ВСЕГЕИ» (методы ICP MS, U-Pb SHRIMP-датирование, изохронные Sm-Nd, Rb-Sr). K-Ar датировки кайнозойских вулканических пород выполнены в лаборатории СВКНИИ ДВО РАН.

Физико-географический очерк. Территория континентальной суши листа L-54 расположена на восточных склонах хр. Сихотэ-Алинь, простирающегося в северо-восточном направлении и на его сильно расчлененных отрогах (рис. 1). Большая часть площади находится на отметках 600–900 м, максимальная отметка – 1464 м (гора Сохатая). Минимальные отметки находятся на побережье Татарского пролива – на уровне моря. Относительные превышения водоразделов над днищами долин колеблются в пределах 200–400 м, достигая в районах хребтов 800–1200 м. Склоны большей частью крутые – 20–45°, изрезаны мелкопорядковой гидросетью. С приближением к побережью моря крутизна склонов уменьшается и редко превышает 10–15°. Материковый берег моря простирается в северо-восточном направлении почти на 560 км. Берег (от бух. Топауза до мыса Крестовоздвиженский) слабо изрезан, крупные заливы и бухты отсутствуют. Горы подходят непосредственно к берегу.

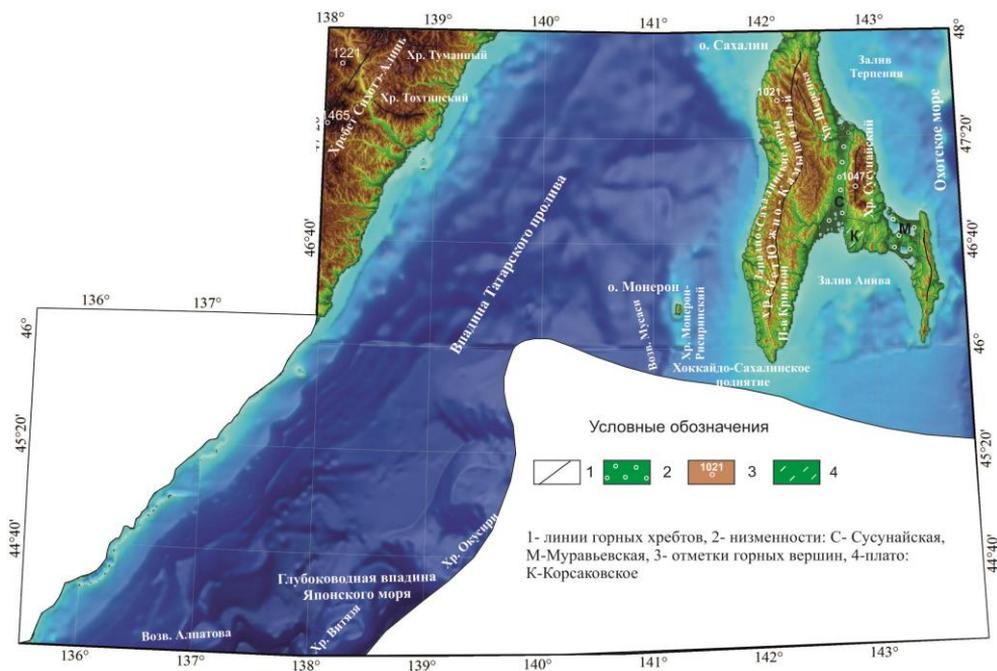


Рис. 1. Орографическая схема листа L-(53),54 – Южно-Сахалинск.

Главными водотоками материковой суши являются реки Ботчи, Нельма, Самарга, Единка, Венюковка, Кабанья, Пея, Светлая, впадающие в Татарский пролив. Водотоки – типичные горные с быстрым течением. Водный режим рек непостоянен и зависит от количества выпадающих осадков. Летние циклоны обуславливают ежегодно несколько паводков, а 1 раз в 4–5 лет случаются катастрофические паводки. Климат района умеренно прохладный, избыточно-влажный. Максимальная температура (+39,8 °С) приходится на ав-

густ, минимальная (-43°C) – на январь. Среднегодовая сумма осадков достигает 850 мм с максимумом (150 мм) в августе–сентябре и минимумом (10 мм) в январе.

Большая часть хр. Сихотэ-Алинь и его отрогов в пределах территории листа покрыта труднопроходимой тайгой смешанных манчжурской и сибирской провинций. В северной части площади на поверхности базальтовых плато имеется множество труднопроходимых осоковых и мохово-осоковых болот. На отметках свыше 700 м эпизодически развиты горные луга и альпийские лужайки, в верхнем поясе – заросли кедрового стланика и горные тундры.

Главными формами рельефа южной части о. Сахалин являются низкие и средней высоты горы. Западную часть занимают Западно-Сахалинские горы, включающие хребты и горные цепи: Южно-Камышовый, Мицульский, Бамбуковый, Шренка и др. Южно-Камышовый хребет служит водоразделом рек, впадающих в Японское море, с одной стороны, и Охотское море и зал. Анива, с другой. Абс. отм. западных гор составляют 250–600 м. Максимальная отметка 1021,0 м (гора Спамберг). В восточной части расположены Сусунайский хребет с абс. отм. до 1047,0 м (гора Пушкинская) и Тонино-Анивский хребет с максимальной отметкой 670,0 м (гора Крузенштерна) в южной оконечности. К югу от Сусунайского хребта расположена пологохолмистая поверхность Корсаковского плато с абс. отм. от 60 до 250 м. Центральную часть занимает Сусунайская низменность, разделенная в центре невысоким (до 80 м) плоским водоразделом рек Сусуя и Бол. Такой. К востоку от Корсаковского плато расположена слабовсхолмленная Муравьевская низменность, на которой существует ряд крупных озер: лагунное озеро Буссе, озера Тунайча, Бол. Вавайское, Бол. Чибисанское и Изменчивое. В Татарском проливе, на удалении от берега около 50 км расположен о. Монерон – плосковершинный, меридионально вытянутый низкогорный массив, круто обрывающийся к морю. Наивысшая отметка его 439,0 м (гора Старицкого).

Основными водными артериями о. Сахалин являются реки Найба, Мануй, Лютога, Сусуя, Бол. Такой, Кострома, Лопатинка, Шебунинка, Таранай, Урюм, Тамбовка, Кура, Ульяновка, Кузнецовка, Ильинка, Фирсовка, Черемшанка, Старицкого, Томаринка, Ай, Чёрная Речка и Новоселовка. Максимальные водосборные бассейны ($400\text{--}1000\text{ км}^2$) и максимальную протяженность (30–70 км) имеют реки бассейнов Охотского моря и залива Анива. В верховьях реки горного типа со скоростью течения до 2 м/с и V-образным профилем долин. В низовьях глубина русла достигает 3,5 м, скорость течения не превышает 0,4 м/с.

Морские берега абразионно-аккумулятивного и абразионного типов, часты непропуски. Аккумулятивные берега наблюдаются только в северной части зал. Анива, вдоль береговой линии зал. Мордвинова и на мысе Слепиковского. Скалистые, активно абрадируемые берега с непропусками отмечаются в южной и восточной частях п-ова Тонино-Анивский, на южной оконечности п-ова Крильонский, вдоль береговой линии о. Монерон и восточных склонов Сусунайского хребта.

Климат о. Сахалин морской, муссонный. На климат отдельных частей территории оказывают влияние рельеф островной суши и прилегающие моря. По многолетним наблюдениям, среднегодовая температура на япономорском

побережье колеблется от +3,9 до +4,3 °С, в Сусунайской низменности – от +1,5 до +3,0 °С, на Охотоморском побережье – от +2 до +3 °С. Среднегодовое количество осадков – 740 мм, максимальное количество выпадает в сентябре (121 мм), минимальное – в январе (22 мм). Снежный покров устанавливается в конце октября, сходит во второй половине апреля.

Растительность островной суши типично таежная, умеренной зоны. Значительная часть лесов уничтожена в период оккупации острова японцами. Все водоразделы, особенно в западной части острова, поросли густыми зарослями кедрового стланика и курильского бамбука высотой до 2–3 м и практически непроходимы. Леса на склонах часто засорены многочисленными буреломами, увитыми густыми лианами актинидии и лимонника китайского, что создает большие сложности при пешем передвижении.

В рельефе дна акватории Татарского пролива, Японского и Охотского морей основными морфологическими зонами являются: шельф (материковая и островная отмель о. Сахалин), материковый склон, на котором выделяются отдельные подводные возвышенности и впадины, а также Присахалинский склон. Бровка шельфа вдоль восточного материкового берега моря со слабо-наклоненной (около 1°) ровной поверхностью расположена (в среднем) на глубине 135 м. Ширина шельфа у берега Сихотэ-Алиня – 20–40 км. Материковый склон в северной части оканчивается примерно на изобате 500 м, в южной – 2500 м, местами он прорезан узкими каньонами.

В пределах Татарского пролива средние уклоны шельфа невелики. Характерной особенностью шельфа являются бенчи, совершенно лишённые наносов. Ширина их, по материалам аэрофотосъемки, колеблется от 300 до 2000 м, уменьшается к северу. Наиболее широко бенчи развиты в зонах современных тектонических поднятий вблизи абразионных берегов. Во многих районах они встречаются в 5–6 км от берега за полосой рыхлых наносов.

Поверхность Присахалинского шельфа представляет собой выровненную абразионно-аккумулятивную равнину, осложненную различными мезо- и микроформами рельефа, обычно небольшой относительной высоты от дна, сформированную на реликтовой материковой равнине. Наибольшая расчлененность наблюдается в пределах глубин до 50 м, где на общей абразионно-аккумулятивной поверхности выделяется ряд поднятий.

Узкий, относительно крутой шельф протягивается вдоль Восточного побережья п-ова Тонино-Анивский (о. Сахалин). Обширное мелководье зал. Анива у южного берега о. Сахалин сливается с Хоккайдинской прибрежной отмелью, образуя широкую, уходящую далеко на восток плоскую абразионно-аккумулятивную равнину.

Различный термический режим Охотского и Японского морей оказывает существенное влияние на климатические и метеорологические условия региона. Характерны штормы и тайфуны, приводящие к наводнениям. Температура поверхности Охотского моря в период наибольшего прогрева в августе составляет 10–15 °С, Японского – 18–20 °С. Соленость воды – около 32–34 ‰, на опресненных речным стоком участках – менее 30 ‰.

Юго-восточное побережье Сахалина омывается водами холодного Восточно-Сахалинского течения, скорость которого в южном направлении может достигать 20 см/с. В Татарский пролив с юга входит теплое Цусимское

течение, одна из ветвей которого – Сойя – проникает также на юг Охотского моря вдоль южного берега прол. Лаперуза.

В зимний период лед постоянно наблюдается только в Татарском проливе, который является самым холодным районом, где в зимний сезон формируется и локализуется более 90 % всего льда, наблюдаемого в море. На остальной акватории, за исключением закрытых бухт и заливов в северо-западной части Японского моря, лед формируется не всегда.

В биогеографическом районировании акватория листа относится к умеренной (бореальной) области. Среди растений преобладают зеленые, бурые и красные водоросли, количество видов которых превышает 250. Особенно богата водорослями литоральная зона, где они иногда образуют настоящие «подводные леса». Животный мир моря весьма богат. Здесь обитают 615 видов рыб, из которых 40 относятся к промысловым, это лососевые, сельдевые, тресковые, камбаловые, скорневые (окуни), а также сайра, угольная рыба, минтай, навага, корюшка, красноперка, многочисленные виды бычков.

Млекопитающие представлены китообразными (до 10 видов) – горбач, кашалот, касатка и др.

Широко распространены беспозвоночные (до 15 видов) – кальмары, крабы, креветки, гребешки, мидии, устрицы, морские ежи и звезды, трепанги, кукумария.

Планктон представлен тепловодными и холодноводными формами.

Экономическое развитие территории листа неравномерное. Население слабоосвоенной территории Приморского и Хабаровского краев, отдаленной от центра, занято в основном охотопромысловой и заготовительной деятельностью. Сосредоточено оно в ряде небольших поселений на побережье Татарского пролива. Это поселки Гроссевичи, Нельма, Самарга, Перетычиха, Усть-Соболевка, а также удэгейское село Агзу. Населенные пункты северной и южной частей площади дорогами между собой не связаны. Только в местах лесоразработок площадь работ пересекают автомобильные лесовозные дороги. В последнее время на территории развивается лесозаготовительная деятельность, для чего были построены порты-пункты Адими (мыс Золотой), Светлая для вывозки леса.

Южную часть о. Сахалин по уровню экономического развития и структуре экономики можно охарактеризовать как относительно развитый, многоотраслевой промышленный район с преобладанием сырьевых отраслей, вокруг которых сформировалась определенная социальная инфраструктура. По распределению численности работающих преобладают рыбо-, лесопромышленный и топливный комплексы, в которых сосредоточены основные производственные фонды и персонал. В настоящее время функционируют карьеры месторождений строительных материалов, газа в Анивском районе, рыбный промысел, а также угольные карьеры. Основой электро-теплоэнергетики территории является работающая на угле (частично на газе) Южно-Сахалинская ТЭЦ. Главные специализация сельского хозяйства – овощеводство и животноводство. Внешний грузооборот осуществляется морским транспортом через порты Корсаков, Холмск, Невельск, автотранспортом из аэропорта Южно-Сахалинск и железнодорожной паромной переправой Холмск–Ванино, внутренние перевозки – по железной дороге, связывающей областную центр

с районами, и морским транспортом. Эколого-геологическая обстановка благоприятная и удовлетворительная.

В рамках проекта «Сахалин-2» построен специализированный порт Пригородное для транспортировки нефти и сжиженного газа. В остальных портах грузовые операции для больших судов производятся на рейде. Швартоваться к причалам можно только малым судам и баржам. Наиболее благоприятный период для судозаходов – с апреля по сентябрь. В этих портах грузят в основном лес и уголь.

В последние десятилетия идет интенсивное освоение нефтегазового потенциала шельфовых районов региона. Проект «Сахалин-7» предполагает исследование и разработку шельфов заливов Терпения и Анива. По имеющейся геолого-геофизической информации, они характеризуются невысоким нефтегазовым потенциалом.

Геологическая изученность. Корни геологических исследований Сихотэ-Алиня уходят в 1990-е годы и связаны с исследованиями Д. В. Иванова (1894–1896 гг.), Я. С. Эдельштейна (1897–1901 гг.) и, отчасти, В. К. Арсеньева (1907–1910 гг.), имеющие только историческое значение. В период 1910–1946 гг. район исследователями не посещался.

С 1946 по 1947 год В. А. Ярмолюк (1946, 1948) и Л. Б. Кривицкий (1947) впервые проводили комплексную геологическую съемку масштаба 1 : 500 000 на восточных склонах Сихотэ-Алиня, ориентированную на поиски редкометалльного (оловянного) оруденения. Ими были разработаны первые схемы расчленения широко развитых в районе мезозойских и кайнозойских отложений, выделено три интрузивных цикла.

В период с 1944 по 1954 год вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива (за пределами площади) проводила исследования М. А. Фаворская (1956) с целью изучения мезозойско-кайнозойского магматизма и его связи с оруденением. Ею довольно подробно изучены состав и строение эффузивных толщ, что позволило объединить их в отдельные формации и установить связь магматических циклов с тектоническими движениями Сихотэ-Алиня.

Большое значение имели проведенные в 1950-х годах работы по комплексному среднемасштабному геологическому картированию IV Геологическим управлением под руководством В. Г. Плахотника, А. А. Трепалиной и Ю. А. Иванова (1952, 1953 гг.). В 1955–1956 гг. В. Г. Плахотник и Э. К. Дулькис (1957 г.) в рамках подготовки к изданию листов Госгеолкарты-200 проводили тематические исследования по стратиграфии вулканогенных образований кайнозоя к северу от широты бух. Максимовка. Ими были выделены эффузивы кизинской свиты неогенового возраста и установлен четвертичный возраст базальтовых плато. В 1957–1958 гг. были проведены контрольно-уязвочные маршруты партией № 156 под руководством В. Г. Плахотника. Результатом этих работ было издание в 1957–1964 гг. листов Госгеолкарты-200/1 с объяснительной запиской (L-54-I, L-54-II, L-54-VII и L-54-XIII). Часть листов в северо-восточной части района хотя и устарела, но до сих пор является единственным источником геологической информации. В те же годы П. А. Куршевым (1957, 1960 гг.) проведены обзорные поиски масштаба 1 : 100 000 и выявлено несколько коренных источников олова, свинца, цинка, впоследствии оцененных при ГС-50 партиями ЮПЭ ПГУ в 1968–1973 гг.

Новый цикл геологического изучения территории начался с 1968 г. С этого времени Южно-Приморская (геологосъемочная) экспедиция проводит опережающие поисковые работы, а с 1972 г. – геологические съемки масштаба 1 : 50 000 в бассейне рек Самарга и Единка. К 1984 г. геологосъемочными партиями (Северной группы партий и Восточной партией Южно-Приморской экспедиции ПТГУ) был полностью покрыт полистной геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 весь лист L-54 в пределах Приморского края [Сигов, 1972; Шлепкин, 1972; Пущин, 1973; Архипов, 1973; Давыдов, 1975; Олейников, 1972, 1975, 1979, 1984; Амельченко, 1976, 1980]. Лишь фрагмент площади листа в пределах Хабаровского края так и не был покрыт полистной геологической съемкой масштаба 1 : 50 000.

В результате ГСР-50 на основе многочисленных палеонтологических находок, изучения соотношений между геологическими подразделениями, определений радиологического возраста магматических пород были существенно уточнены схемы стратиграфии и магматизма района. Благодаря новым находкам остатков растений из различных горизонтов верхнего мела были получены надежные корреляционные реперы, что позволило уверенно расчленить меловые и меловые–палеогеновые отложения Сред. Сихотэ-Алиня. В процессе сопутствующих общих поисков выявлено большое количество рудопроявлений полиметаллов, олова и др., район выдвинулся в разряд перспективных на золото и серебро. Многие из исследованных ими участков рекомендованы в качестве перспективных объектов для продолжения работ.

Кроме того, в процессе тематических исследований В. П. Коновалов (1970, 1974, 1995) установил, что апт-альбские отложения разных частей района различаются по характеру разрезов, а именно – по наличию или отсутствию в их составе тел вулканитов и продуктов вулканических извержений, в нижнемеловых отложениях выявлены «бикинский» и «кемский» типы разрезов. По этому признаку в пределах района были выделены две структурно-формационные подзоны – Кемская и Лужкинская, характеризующиеся определенными типами разрезов апт-альбских пород.

А. В. Олейников, проводивший здесь геологические съемки, сделал вывод – в Сред. Сихотэ-Алине почти во всех случаях разрезы с «лужкинскими» моллюсками наращиваются вулканогенными толщами [Олейников, 1989]. При этом, как считал он, вулканогенные отложения вместе с «морскими» составляют неразрывное целое, т. к. залегают с ними в одних структурах и ареалах, во многом сохраняя преемственность в литологических разностях пород.

Из тематических работ следует отметить исследования В. П. Коновалова, проведенного в рамках тематической работы специализированные исследования по палеонтологическому обоснованию стратиграфической схемы нижнемеловых отложений Верхне-Иманского и юго-западной части Арминского рудных районов Центрального Сихотэ-Алиня [Коновалов, 1977, 1981]. Разработанная В. П. Коноваловым схема стратиграфии для развитых здесь терригенных отложений легла в основу региональной стратиграфической схемы нижнемеловых отложений, принятой III и IV Межведомственными региональными стратиграфическими совещаниями (1978, 1990 гг.). В 1991–1992 гг.

в бассейнах верхнего течения рек Бикин и Единка В. П. Коновалов провел работы по биостратиграфии нижнемеловых отложений. Указано, что геологические разрезы отложений Лужкинской и Кемской структурно-фациальных зон различаются наличием или отсутствием флишоидных толщ, проявлением вулканизма средне-основного состава в Кемской зоне. В обеих зонах выше и согласно залегает лужкинская свита (средний–верхний альб). На данном этапе изучения им было предложено объединить обе зоны в одну – Переходную зону [Коновалов, 1992].

Установленная принадлежность вулканических пород в составе аптальбских осадочных толщ, залегающих в фундаменте ВСАВПП, к островодужному типу, послужила основанием для выделения Монероно-Самаргинской островодужной системы (Симаненко, 1986 и др.).

Изучением вещественного состава, расчленением и корреляцией магматических образований Сред. Сихотэ-Алиня в эти годы занимались Э. П. Изох (ВСЕГЕИ, 1967), В. Н. Мусин (ВСЕГЕИ, 1970), М. А. Фаворская (ИГЕМ, 1954), Е. В. Быковская (ВСЕГЕИ, 1970), В. А. Баскина (ИГЕМ, 1972), В. С. Иванов (ДВГИ, 1971), И. З. Бурьянова (ЮПЭ ПГУ, 1969, 1971, 1972), Ф. Г. Федчин и В. П. Симоненко (ДВГИ, 1975).

Итогом геологического изучения континентальной части территории листа L-54 явился изданный в 1993 г. комплект Госгеолкарты-1000/2 листа L-(53),(54)-Кавалерово (отв. ред. Р. И. Соколов). На данный момент карта устарела и не вполне отвечает современным требованиям. Новый цикл изучения района положен в 2015 г. постановкой в рамках объекта ВСЕГЕИ геологосъемочных работ масштаба 1 000 000 на листе L-54.

В конце прошлого столетия велись работы по составлению серийных легенд Госгеолкарты-200/2: Николаевской [В. А. Дымович, 1998; Е. А. Тиньков, 2009], Южно-Сихотэ-Алинской (В. А. Бажанов, 1998; Г. С. Белянский, 2008). В результате для территории каждой серии были уточнены схемы геологоструктурного и минерагенического районирования; в соответствие со Стратиграфическим и Петрографическим кодексами приведены наименования и характеристики картографируемых стратиграфических и магматических подразделений.

На их основе в 2002 г. в ФГУГГП «Хабаровскгеология» была составлена легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3 [Ф. С. Фролов, 2002 г.]. В период, охватывающий 2002–2009 гг., были подготовлены к изданию листы М-53, L-(52), L-53 ГК-1000/3. С учетом дополнений и изменений по этим листам в 2009 г. проведено усовершенствование Дальневосточной серийной легенды [С. Г. Кисляков, 2009], утвержденной Бюро НРС Роснедра 16 октября 2009 г. (Протокол № 32-1).

Площадные работы в рамках общих поисков сопровождали геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000. Работы 1950–1960-х годов отличались резким преобладанием шлихового опробования гидросети над другими поисковыми методами [Иванов, Плахотник, 1952; Плахотник, Трепалина, 1954]. В этот период шлиховым опробованием масштаба 1 : 100 000–1 : 200 000 охвачена полностью территория континентальной части листа L-54. В результате проведенных работ выявлены шлиховые ореолы касситерита, шеелита, установлено присутствие золота в отдельных пробах.

В 1957 и 1960 гг. Самаргинская геофизическая партия провела в среднем течении рек Самарга и Единка обзорные поиски масштаба 1 : 100 000, которые сопровождалась геофизическими исследованиями с целью выявления перспективных площадей оловянного и полиметаллического оруденения и детализации перспективных участков (Куршев, 1957, 1960). Этими работами впервые было установлено присутствие золота в аллювии ручьев Сухой и Бурматов Ключ, выявлены перспективные на полиметаллы площади, отмечено наличие олова и вольфрама. В 1968 г. в бассейне правых притоков среднего течения р. Самарга на выявленных В. Г. Плахотником участках провела поисково-ревизионные работы Куksинская партия [Олейников, 1969]. Описаны геология, магматизм и тектоника площади работ. Оконтурированы рудные поля Верхнекисинского и Горелого рудопроявлений, выяснена их геологическая позиция и основные морфогенетические черты. В целом рудопроявлениям дана оценка как бесперспективным на олово, свинец, цинк, мышьяк. В ряде водотоков установлены шлиховые пробы со знаками золота. В результате геологосъемочных работ 1972–1984 гг. были выявлены и оценены проявления олова, полиметаллов, золота. Многие из исследованных участков рекомендованы в качестве перспективных объектов оловянного, вольфрамового, молибденового и золотого оруденения для продолжения работ.

Важным событием в дальнейшем изучении района было проведение специализированных поисковых работ на золото в масштабе 1 : 100 000, выполненных в 1973–1979 гг. Приморской партией Южно-Приморской экспедиции [Родионов и др., 1972, 1975, 1977]. Осуществление этих поисков с проведением детализационных работ на перспективных участках качественно изменило представление о золотоносности района. В районе Приморского месторождения была выделена обширная (площадью около 100 км²) гидрогеохимическая аномалия по повышенным содержаниям в водах сульфат-иона, серебра, кальция, бериллия, свинца, цинка, меди. На площади, занимаемой аномалией, в большинстве водотоков установлены потоки золота и серебра, зафиксированы шлиховые ореолы рассеяния золота по ручьям Глиняный, Сухой и др. и обнаружены многочисленные свалы пород с золото-серебряной минерализацией. На участках Глиняный и Сухой в 1975–1976 гг. была вскрыта группа золотоносных тел, в части из которых зафиксированы промышленно интересные содержания золота и серебра (зоны Основная, Теллуридная и др.). Район выдвинулся в разряд перспективных на золото и серебро.

В 1975–1977 гг. под руководством А. Н. Родионова [Родионов, 1975, 1977] составлена прогнозная карта на золото и серебро в масштабе 1 : 200 000 для Кузнецовского и Самаргинского рудных районов; выделен Венюковский рудный узел площадью 2500 км², в пределах которого находится Приморское месторождение. В целом район оценен как весьма перспективный. В результате производственных работ экспедиций ПТГУ, перспективность района подтверждена также ЦНИГРИ, которым были начаты в 1970 г. исследования по теме: «Изучение золотоносности Самаргинского рудного района и выявление его перспектив» [Косовец и др., 1978, 1981].

Определившаяся перспективность района на золото стимулировала проведение в его пределах более детальных геологических и геофизических исследований. В 1975–1981 гг. Смирновская партия проводила в центральной

части Самаргинского рудного района на перспективных участках и площадях детальные комплексные геофизические исследования поискового характера. Почти одновременно с геофизическими исследованиями Восточной экспедицией проведены детальные поиски на уч. Глиняный [Косов, 1979, 1983]. В результате работы Восточной экспедиции участки Глиняный и Сухой в геолого-экономическом отношении были объединены в единую рудоносную территорию, названную Приморским месторождением. Фланги месторождения остались не оконтуренными. Не изучены его перспективы на глубину. Поисковые работы также проведены на участках Ягодный, Шумный, Фефеловский, Лужки и др. в бассейнах рек Единка и Самарга [Косов, 1980, 1983].

В 1989 г. под руководством Ф. И. Ростовского составлена прогнозная карта с выделением перспективных площадей для поисков месторождений меди, молибдена, олова, полиметаллов и серебра [Ростовский, 1989]. Рассмотрены модели формирования полиметаллических, оловорудных и золото-серебряных месторождений. На основе предложенных моделей приведены рекомендации по прогнозированию скрытого оруденения на ряде рудных полей. Рассмотрены основные закономерности размещения эндогенного оруденения в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе и его перивулканическом обрамлении. По Ф. И. Ростовскому, в пределах площади и ее ближайшем обрамлении выделяется семь рудных районов: Верхне-Бикинский, Верхне-Адинский, Светловодненский, Венюковский, Самаргинский, Кузнецовский и Единкинский.

Значительная часть материалов, полученных в процессе геологического изучения территории листа, приведена в крупных обобщающих монографиях: Геология СССР, том XXXII, часть 1 (ред. А. В. Сидоренко, 1969) и часть 2 [ред. А. В. Сидоренко, 1974]; Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых, том 8 [ред. Л. И. Красный, В. К. Путинцев, 1984]; Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России [ред. А. И. Ханчук, 2006]; отображена на геологической карте Приморского края масштаба 1 : 500 000 (Л. Ф. Назаренко, 1991); геологической карте Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 (ред. В. А. Бажанов, Ю. Н. Олейник, 1987), Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 1 000 000 новой серии, лист L-(53), (54) – Кавалерово [отв. ред. Р. И. Соколов, 1993].

В 1983–1984 гг. под руководством Л. Ф. Назаренко (ГСЭ ПТГУ) составлена геологическая карта Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 [Назаренко, 1984]. В краткой записке приведены только новые, полученные после 1979 г. сведения по стратиграфии и магматизму, не вошедшие в материалы решений III ДВ МРСС и III ДВ РПС. На новую карту внесены существенные уточнения, а в ряде случаев – и изменения в трактовке геологического строения края. Обобщена геофизическая и космофотогеологическая информация, составлена тектоническая карта масштаба 1 : 500 000. Геологическая карта Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 издана в 1987 г. с объяснительной запиской (препринт) [Геологическая..., 1987, Геология..., 1987].

В 1988–1991 гг. Л. Ф. Назаренко и В. А. Бажанов провели работы по составлению и подготовке к изданию Геологической карты территории Приморского края масштаба 1 : 500 000 [Назаренко, 1991ф]. В представленные материалы на основе отчета 1988 г. [Назаренко, 1988ф] были внесены суще-

ственные дополнения, уточнения и рекомендации, включены новые материалы, полученные после 1988 г., использованы Решения IV Межведомственного стратиграфического совещания (Хабаровск, 1990). Кроме геологической карты Приморского края масштаба 1 : 500 000 и объяснительной записки к ней была составлена новая схема тектонического районирования, базирующаяся на новой геологической основе и увязанная со схемой тектонического районирования Хабаровского края. В записке оговорены дискуссионные вопросы, требующие разрешения при дальнейшем изучении. Геологическая карта утверждена к изданию 20 декабря 1991 г. (протокол Дальневосточного филиала НРС СССР при ДВИМС № 89).

Из других тематических работ следует отметить работы М. В. Мартынюка по составлению геологической карты Хабаровского края (1983 г.) и минералогической карты Хабаровского края (2000 г.), Б. И. Павлюткина, составившего карту четвертичных отложений (1997 г.), Л. В. Эйриша (1988ф, 2003) и Г. П. Ковтонюка (1988ф), оценивших прогнозные ресурсы рудного и россыпного золота соответственно, С. И. Косова (1983 г.), оценившего прогнозные ресурсы серебра.

Оценку перспектив нефте- и газоносности территории Приморского края проводил в 1959–1970 гг. И. П. Смилга (1964, 1966, 1970 и др.), оценивший отрицательно Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня (ныне Восточную СФЗ).

Кроме того, вопросы стратиграфии четвертичных отложений были освещены в монографиях А. М. Короткого (1980, 2005 гг.), палеоген-неогеновых – Б. И. Павлюткина (2010, 2014 гг.), меловых – В. П. Коновалова (2002 г.), вопросы магматизма – В. С. Иванова (1980 г.), Г. Б. Левашова (1989 г.), Э. П. Изоха (1957, 1967 гг.), работах В. И. Рыбалко (1976ф, 1986ф гг.) и др. Изучению вопросов тектоники посвящены работы В. П. Уткина (1980 г.). Имеют значения работы С. И. Неволиной по фитостратиграфии верхнемеловых отложений (1992ф, 1994ф гг. и др.).

В настоящее время на континентальной части листа в рамках объектов ВСЕГЕИ продолжают работы по ГДП-200 листов L-53-XII и L-54-VII (Верхне-Бикинская площадь), проводимые АО «Дальневосточное ПГО». На месторождении Приморское ведутся работы по поискам, разведке и добыче рудного золота и серебра ООО «Тернейзолото» и выдана лицензия на разработку россыпи руч. Бурматов Ключ.

Геохимическая изученность. Континентальная часть листа L-54 изучена геохимическими поисками, необходимыми для создания геохимической основы. На площади проведены следующие виды геохимического опробования: литохимические поиски по потокам рассеяния (донное опробование), гидро- и литохимические поиски по вторичным (металлометрия) и по первичным ореолам рассеяния штучное опробование. Ими покрыта вся территория листа. Качество геохимических работ удовлетворительное. Площадное донное опробование масштаба 1 : 50 000, 1 : 100 000 на большей части описываемых листов проведено в процессе общих поисков (Родионов, 1972, 1974, 1975, 1976, 1977, 1981). Не охваченные участки покрывались донным опробованием во время проведения групповых съемок [Амельченко, 1976, 1980; Олейников, 1972, 1975, 1979; Пушин, 1973; Сигов, 1972; Шлепки, 1972; Давыдов, 1975; Архипов, 1973].

Гидрохимическое опробование водотоков проведено на всей площади работ (в той же последовательности, что и донное опробование) преимущественно в масштабе 1 : 50 000. Опробование проводилось по всем водотокам с шагом 1000–1200 м (масштаб 1 : 100 000) и 500–600 м (масштаб 1 : 50 000). В тех случаях, когда длина водотока была меньше шага опробования и в приустьевой пробе содержание суммы металлов и сульфат-иона было ниже порога чувствительности анализа, дальнейшее опробование водотока не проводилось.

Литохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния (металлометрия) проведены на поисковых участках в масштабах 1 : 10 000–1 : 25 000.

В 2013 г. проводились опережающие работы МГХК-1000 с опробованием по первичным ореолам рассеяния.

Геофизическая изученность Геофизическими работами район работ изучен довольно хорошо. С 1957 г. на севере Приморского края в бассейне Самарга–Единка Приморской геофизической экспедицией организованы геофизические работы с целью выявления площадей, перспективных на олово, свинец и другие, редкие и цветные металлы.

В период 1960–1963 гг. под руководством В. К. Клюева (1964 г.) северная часть Приморья, включая лист L-54, покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000 с целью изучения глубинного геологического строения земной коры и структурно-тектонического районирования исследованной площади, составлена тектоническая схема северо-восточной части Приморского края.

Начиная с 1974 г. площадь листа охвачена гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 [Намакштанский В. В., 1976, 1977, 1983; Николук, 1994]. В результате проведенных работ получена кондиционная геофизическая основа для уточнения глубинного геологического строения и структурно-тектонических особенностей площади, охватывающей сопредельные территории юга Хабаровского и севера Приморского краев.

Наиболее ранними были аэромагнитные съемки масштаба 1 : 200 000, проведенные Западным геофизическим трестом, выполненные Л. А. Ривошем (1957 г.) и Ю. М. Антоновым (1958 г.). По результатам съемок сотрудниками Южно-Приморской экспедицией ПГУ Г. К. Шило и Л. С. Толмачевой (1970 г.) созданы карты аномального магнитного поля СССР изолинии (ΔT) масштаба 1 : 1 000 000 и масштаба 1 : 200 000 (серия Сихотэ-Алинская, листы L-52,53,54; K-52,53). В 1977 г. Карты аномального магнитного поля СССР изолинии (ΔT) масштаба 1 : 200 000, серия Сихотэ-Алинская были изданы фабрикой № 3 ГУГК.

Аэрогеофизические исследования масштабов 1 : 25 000–1 : 50 000 проводились в помощь крупномасштабному геологическому картированию и поискам месторождений цветных и редких металлов. В 1969–1972 гг. выполнена аэромагнитная съемка (Колесников, 1970, 1972; Клюев, 1974) масштаба 1 : 50 000 на части площади. Был сделан вывод о целесообразности выполнения аэрогеофизических съемок масштаба 1 : 25 000. Последние были проведены в бассейне р. Исими [Манатов, 1982] на севере площади и в центральной части [Ефимов, 1976; Карпушкин, 1977]. Параллельно выполнялась аэрогаммаспектрометрия с целью выделения зон вторичных изменений и участ-

ков, перспективных на поиски олова, редких металлов, полиметаллов и золота в пределах прибрежного вулканического пояса. По данным аэрогеофизических съемок составлены кондиционные карты и графики магнитного и гамма-спектрометрического полей масштабов 1 : 25 000–1 : 50 000; установлены закономерности пространственного размещения оруденения в связи с разрывной тектоникой и интрузивным магматизмом.

Комплексные геофизические исследования выполнялись с целью поисков различных рудных полезных ископаемых в Самаргинском рудном районе. В 1975–1981 гг. Смирновская партия проводила в центральной части Самаргинского рудного района детальные комплексные геофизические исследования [Щукин, 1977; Лысенко, 1977; Вейде, 1979, 1980, 1981]. Основные методы – электроразведка ДП, магниторазведка, на отдельных участках и сейсмоэлектрические исследования, металлометрия масштабов 1 : 25 000–1 : 10 000. По комплексу геофизических и геохимических критериев выделены участки, благоприятные для локализации золото-серебряного оруденения. Даны рекомендации на проведение детальных поисково-оценочных работ.

В 1967 г. Р. Г. Кулиничем проведено обобщение данных региональных геофизических работ, выполнена совместная интерпретация результатов гравиметрических и магнитных съемок масштабов соответственно: 1 : 1 000 000÷1 : 200 000 и 1 : 200 000÷1 : 50 000. Составлена тектоно-магматическая схема, по-новому освещающая глубинное строение Приморского края.

В 1981 г. В. К. Ключевым [Щербинин, 1981] проведено обобщение геофизических материалов по всей территории Приморского края в масштабе 1 : 500 000. Им составлены карты физических полей масштаба 1 : 500 000 и схема глубинного строения, отражающая иную (по сравнению с предыдущим автором) трактовку глубинного строения региона.

Изучение и обобщение материалов по петрофизическим характеристикам пород и руд вели сотрудники Петрофизической лаборатории ПГЭ ПТГУ и ДВГИ ДВО РАН (Сокарев, 1977, 2010).

Гидрогеологические и инженерно-геологические исследования. Рассматриваемая площадь в 1952–1954 гг. была покрыта гидрогеологической съемкой масштаба 1 : 200 000 [4-е управление: Иванов, Плахотник, 1952; Плахотник, Трепалина, 1953] в рамках геологосъемочных работ. В отчетах детально, в соответствии с уровнем изученности того времени, освещены вопросы гидрогеологии, геоморфологии и четвертичной геологии района.

В 1965 г. В. С. Рынков составил «Обзорную инженерно-геологическую карту Приморского края» масштаба 1 : 2 500 000, в которой привел инженерно-геологическое районирование территории, в основу которого положен геолого-структурный принцип. Выделенные три региона подразделяются на 10 областей по геоморфологическому признаку. В следующей своей работе (1975 г.) В. С. Рынков несколько изменил границы выделенных ранее регионов и подразделил территорию края на 39 инженерно-геологических комплекса. Каждый комплекс имеет характерный петрографический состав пород, морфологические условия, вмещает воды одного типа и характеризуется развитием определенных экзогенных геологических процессов (ЭГП). Согласно проведенному районированию, основная часть исследуемой площади

относится к Сихотэ-Алинскому инженерно-геологическому региону и складчатой области.

В 1978 г. В. К. Мостовым был составлен отчет, обобщающий материалы по ЭГП на территории Приморского края и составлена схематическая карта районирования по условиям проявления ЭГП в масштабе 1 : 500 000. За основу была взята упомянутая схема инженерно-геологического районирования с незначительным изменением границ между регионами.

В 1994 г. на всю территорию Приморского края, включая лист L-54, В. М. Скрипко была составлена гидрогеологическая карта масштаба 1 : 500 000 [Скрипко, 1994]. В 2008 проведено гидрогеологическое районирование территории Российской Федерации и издана общая гидрогеологическая карта РФ масштаба 1 : 2 500 000 (гл. ред. А. Ф. Морозов и др.).

Эколого-геологическая изученность. Эколого-геохимические исследования на континентальной части листа проводились А. И. Бурого [1997, 1998, 2005]. Была также создана экологическая карта Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 (Экологическая..., 2002).

Первые системные сведения о геологии **островной суши** были получены в период с 1925 по 1945 год японскими геологами С. Шимидзу [Shimizu, 1932], К. Уватако [Uwatoko, 1937], М. Кавада [Kawada, 1929], Т. Мацумото [Matsumoto, 1938] и др. Был сделан большой вклад в расчленение разреза меловых и кайнозойских отложений, проведены геологосъемочные и поисковые работы на различные полезные ископаемые, в том числе поисковое бурение на нефть и газ на западном побережье острова.

После окончания Второй мировой войны в 1940–1950-х годах началось планомерное изучение советскими геологами Южного Сахалина, когда были проведены геологические съемки и тематические работы Л. М. Саяпиной, И. И. Берсеневым, В. Н. Верещагиным, а также структурно-поисковые работы методом геологической съемки масштабов 1 : 100 000–1 : 50 000 [Г. К. Невский, В. Н. Винюков, Л. Н. Соломатина, В. К. Терников, В. И. Богидаева, Б. П. Лучников, С. Д. Гальцев-Безюк, И. А. Галко-Зих, Л. П. Емелина, И. Г. Гринберг и др.]. В середине 1950-х Л. М. Саяпиной издаются первые Государственные геологические карты масштаба 1 : 200 000, листы L-54-XVI, XVII, XXII, XXIII (п-ов Крильон). Итогом всех этих исследований было издание Государственным геолкомом СССР геологической карты Сахалина масштаба 1 : 500 000 под редакцией В. Н. Верещагина.

В эти годы на суше были начаты сейсморазведочные работы методами ГСЗ, МОВ, КМПВ. В результате работ методом ГСЗ были получены сведения о глубинной расслоенности коры. Площадные работы МОВ и КМПВ проводились с небольшой кратностью, что обусловило их малую информативность и небольшую глубину исследования.

В 1963–1964 гг. группой геологов ВСЕГЕИ, Сахалинского отделения ВНИГРИ и Сахалинского ТГУ под общим руководством и при непосредственном участии В. Н. Верещагина производилось изучение Найбинского опорного разреза меловых отложений. Материалы по разрезу являются основными при построениях и корреляциях меловых отложений [Опорный, 1987].

В 1960–1980-е годы в Долинском, Анивском, Холмском и Невельском районах на антиклинальных структурах ПГО «Сахалингеология» проводи-

лось структурное и глубокое нефтепоисковое бурение [Воронин, 2012ф]. В результате были открыты три мелких газовых месторождения в Анивском районе. Получены непромышленные притоки газа и нефти в Невельском и Холмском районах. Получены данные по составу и возрасту пород основания Монеронского поднятия, сведения о широком развитии взбросовых структур в Невельском районе, выявлено продолжение зоны метаморфизма в северной части зал. Анива. В бассейне р. Лютога в составе холмской и невельской свит при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 выявлены промышленные пласты цеолитизированных туфов [Евсеев, 1966ф].

С начала 1960-х и до конца 1970-х годов В. О. Савицким, М. Н. Игнатовым, В. И. Накрохиным, Л. С. Маргулисом, О. Б. Семеновичем, Н. С. Моргуновым, Н. П. Ворониным, Л. А. Павловым, А. А. Жилияковым, Р. Р. Атласовым, Э. А. Юревичем, А. Я. Шапошниковым, П. П. Темрюковым, И. М. Петуховым проводятся структурно-поисковые работы методом геологической съемки масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000. В результате этих работ были значительно уточнены геологические карты и местные стратиграфические схемы. Наиболее важными в этом отношении были работы, проведенные на п-ове Крильонский. Впервые здесь было установлено угловое несогласие на границе мела и палеогена.

В 1960-е годы Ю. Н. Тарасевич и В. П. Шейко на Тонино-Анивском полуострове провела геологическую съемку масштаба 1 : 50 000.

В конце 1968 г. был завершен сбор материалов для XXXIII тома Геологии СССР под редакцией В. Н. Верещагина и Ю. М. Ковтуновича [Геология СССР, 1970], составлены геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 и карта полезных ископаемых острова с использованием последних материалов, специальных стратиграфических, тектонических и геофизических исследований. Данные, приведенные в томе, до настоящего времени не утратили актуальности.

В 1970-е годы продолжают работы по Государственному картированию и издание Государственных геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на остальную часть изучаемой территории Д. Ф. Семеновым – листы L-54-X, XI [Государственная, 1970], А. С. Шуваевым и В. П. Мыгтыревым – листы L-54-IV, V [Государственная, 1972ф], Ю. Н. Тарасевичем – листы L-54-XII, XVIII [Геологическая, 1973].

К началу 1980-х годов были завершены геологосъемочные работы масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000 на большей части территории Сусунайского хребта и в бассейне р. Лютога [Евсеев, 1966ф, 1975ф] и методом групповой геологической съемки такого же масштаба в Холмском, Анивском и Долинском районах [Галушка, 1978ф, Жилияков, 1981ф]. В ходе сопутствующих поисковых работ были выявлены рудопроявления ртути, проявления германия, марганца и меди, ореолы рассеяния киновари, сфалерита и шеелита. В бассейне р. Лютога были проведены общие поиски природных цеолитов, в ходе которых были прослежены и опробованы пласты цеолитизированных туфов, выполнен комплекс лабораторных исследований по оценке адсорбционных свойств цеолитов. Геологосъемочными работами в Сусунайском хребте был выявлен основной структурный каркас метаморфических образований, выполнен значительный объем литологических и петрографических исследований, позволивших выделить литологически неоднородные тела и

проследить их по латерали. В ходе групповой геологической съемки был значительно уточнен структурный план, получен богатый материал по литолого-фациальной, фаунистической и геохимической характеристикам меловых и кайнозойских отложений и интрузивным образованиям, характере соотношений подразделений, выявлены и прослежены маркирующие горизонты.

В этот же период почти вся территория (за исключением юга п-ова Крильонский) была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000 [Э. Н. Марковец, 1973, 1977]. Интерпретация этих материалов позволила районировать территорию по магнитному полю, выделить и проследить ряд тектонических нарушений, магнитовозмущающих объектов, не вскрытых на поверхности, установить геологическую природу ряда магнитных аномалий Сусунайского хребта.

С конца 1950-х годов и до настоящего времени на площадях угольных месторождений и ряде участков Сахалинской геологоразведочной экспедицией проведены поисковые и разведочные работы на уголь и германий [Меренков, 1997ф]. В последние годы углеразведочные работы ведутся на участках, пригодных под открытую отработку (за счет средств недропользователей).

В 1960–1990-х гг. на юге острова В. С. Бевзом, Д. Я. Барковым, И. Г. Завадским, В. А. Фурманом, В. Ф. Прядко и др. был выполнен большой объем гидрогеологических исследований, в результате которых были разведаны водозаборы для обеспечения городов и поселков юга Сахалина питьевыми пресными водами, открыты месторождения минеральных вод. Работы сопровождались значительным объемом бурения гидрогеологических скважин. В результате были составлены детальные карты четвертичных отложений, установлены генетические типы и возраст отложений, изучен их состав и мощность, оценены гидрогеологические характеристики водоносных комплексов [Соловьева, 2007ф].

Вопросы, касающиеся литологии четвертичных отложений и экзогенных процессов как на суше, так и шельфе были подробно освещены Г. В. Полуниным.

В конце 1980-х– начале 1990-х гг. на юго-западном Сахалине и, частично, в Сусунайской наложенной впадине были проведены геохимические поиски нефти и газа, основанные на анализе качественного состава газов закрытых пор приповерхностных отложений [Воронин, 1987ф; Чумаков, 1989ф, 1990ф, 1991ф, 1995ф; Окулов, 1994ф], в результате которых был выявлен ряд газометрических аномалий, которые рекомендовались к заверке поисковым бурением.

Наиболее значительные последние результаты всех работ были использованы при составлении Металлогенической карты Камчатки, Сахалина и Курильских островов и Геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листов L-54; K-55 и объяснительных записок к ним под редакцией В. К. Ротмана [Ротман, 1984; Государственная, 1995]. Итогом многолетнего изучения четвертичных отложений Сахалина явилась принятая Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1984 г. рабочая региональная схема, составленная А. Н. Александровой и Г. С. Ганешиным (ред. Наливкин, 1984), а также легенда и Карта четвертичных отложений масштаба 1 : 1 000 000 [Государственная, 1995].

Важное значение имеют работы, посвященные формационному анализу (О. А. Мельников), датированию и петрохимическому изучению мезозойских толщ и тектоническому развитию Сахалина в мезозое и геодинамическому анализу А. В. Рихтер, 1986; А. Э. Жарова, 2003, 2004; Рассказова С. В., 2005), во многом предопределившие современные структурные и стратиграфические построения. Кроме того, нужно выделить работы по биостратиграфии и палеомагнитным исследованиям кайнозойских и четвертичных отложений: Ю. Б. Гладенкова, 2002, 2009; В. Н. Верещагина, 1987; А. Н. Александровой, 1982; В. С. Пушкаря, 1983, 2001; А. М. Короткого, 1977; М. Я. Серовой, 1985; 1987; Л. С. Жидковой, 1962, 1968; А. Э. Жарова, 2013; Л. И. Фотьяновой, 1988, 2001; В. Ф. Ерохова, 1971; Т. Д. Зоновой, 1993; А. Я. Ильева, 1977; С. В. Точиной, 1988; В. П. Тузова, Л. И. Митрофановой, 2001; В. С. Будрина, 1969; Т. М. Кодрул, 1994, 1999. Важное значение имели решения, принятые на Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов, где была принята Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений [Решения, 1998]. Магматизму и метаморфизму посвятили свои работы В. К. Гаврилов, 1986; В. М. Гранник, 1986, 1990; Д. Ф. Семенов, 1975, 1982; А. Ф. Бетхольд, 1990; А. Н. Речкин, 2001; А. Е. Егоров, 1967, 1969; Н. Л. Добрецов, 1974; Б. Н. Пискунов, 1976; Е. И. Кильдюшевский, 1975; В. Н. Шилов, 1975; N. Gouchi, 1992; S. Okamura, 1998; T. Takeuchi, 1997, стратиграфии, тектонике и нефтегазоносности кайнозойских седиментационных бассейнов Сахалина (В. В. Куделькин, 1981; В. О. Савицкий 1982; Л. С. Маргулис, 1969ф, 1970ф, 1972ф; В. П. Тузов, 2001; Л. И. Митрофанова 1977, 1978; Н. Ю. Брагин, 1989, 1990).

В 1997 г. составлена и утверждена НРС МПР РФ (Протокол № 10 от 26 июня 1997 г.) Легенда Сахалинской серии листов Госгеолкарты-200 РФ [Евсеев, 1997ф].

В 1990-х годах на всей южной части о. Сахалин (южнее широты г. Долинск) на листах L-54-X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII проводилось ГДП-200 с последующим изданием листов Госгеолкарты-200/2 [Жаров., 1999ф, 2001]. В процессе работ обобщены материалы средне- и крупномасштабных геологических, гидрогеологических, геофизических работ и тематических исследований по южной части о. Сахалин, включая дно прилегающих частей Японского и Охотского морей. Составлены геологические карты, карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения, четвертичных отложений масштаба 1 : 200 000, тектонические, геоморфологические, эколого-геологические, гидрогеологические схемы и схемы магнитных и гравитационных аномалий, памятников природы, экологических опасностей масштаба 1 : 500 000.

Приведено описание месторождений, проявлений, пунктов минерализации, потоков и ореолов рассеяния полезных ископаемых, минеральных источников и термопроявлений. Даны характеристика закономерностей размещения полезных ископаемых и этапов минерагенической эволюции, рекомендации по направлению дальнейших поисково-разведочных работ. Эти

материалы в значительной мере послужили основой для составления Госгеолкарты-1000/3 листа L-54.

Следует отметить работы, выполненные после издания Госгеолкарты-200/2 по разработке стратиграфических легенд и схем литолого-стратиграфического расчленения кайнозойских отложений, обобщению биостратиграфических и литологических данных по результатам буровых работ на юге Сахалина с целью расчленения и корреляции этих отложений [Митрофанова, 2006ф, Воронин, 2012ф]. Работами охвачены все площади нефтепоискового бурения в Западно-Сахалинском осадочном бассейне, Анивском и Долинском районах, составлены корреляционные схемы опорных разрезов скважин.

В небольшом объеме работы по геологическому изучению Южного Сахалина проводились и недропользователями. Кроме отмеченных выше работ по разведке угольных месторождений в целях их открытой разработки и разведки месторождений общераспространенных полезных ископаемых, необходимо отметить работы по поиску месторождений углеводородного сырья, включавшие сейсморазведку и бурение поисковых скважин. Основным результатом этих работ стали получение информативных сейсмических материалов на Юго-Западном Сахалине, комплексирование их с ранее полученными геохимическими данными, и, как итог этих исследований – открытие Георгиевского нефтяного месторождения и доказательство нефтепродуктивности палеогеновых отложений (снежинкинская свита).

Геологическое изучение акватории Японского моря было начато в середине XIX столетия с отдельных работ по промеру глубин и описанию берегов (1850–1855 гг., Г. И. Невельский, 1854 г. – И. С. Чиковский на фрегате «Паллада»).

Систематические гидрографические исследования были начаты в 1880 г. в связи с организацией «Отдельной съемки Восточного Океана». Они начались с работ капитана Стенина по описи залива Петра Великого.

Планомерные морские геологические исследования акватории и шельфа Японского моря начались в послевоенные годы в середине прошлого столетия.

Основной объем геологосъемочных и тематических работ, давших важнейшие представления о строении и развитии рассматриваемого региона, был проведен в 1950–1970-х годах. В этот период были изданы Государственные геологические карты СССР масштаба 1 : 200 000 на все листы рассматриваемой площади. Расширились крупномасштабные геологосъемочные работы. В 1970–1980-е годы были проведены обобщения по геологии, стратиграфии, тектонике региона, систематизировавшие огромный материал, накопленный за десятки лет, и завершившиеся изданием новых книг, сборников и карт масштабов 1 : 1 000 000–1 : 2 500 000.

Особое место в изучении осадков Японского моря занимают работы НИС «Витязь». Комплексной экспедицией, проведенной в 1949–1957 гг. Институтом океанологии АН СССР, был собран обширный материал по геологии, геоморфологии и донным осадкам Японского моря. Впервые были получены сведения об осадках глубоководной котловины и возвышенностей в центральной части моря.

Наряду с изучением поверхностного слоя современных донных осадков, пробы из которых отбирались дночерпателем, значительное внимание уделялось изучению распределения различных типов осадков по вертикали (в колонках), отбиравшихся трубками. Эти исследования проводились у материкового подножья Приморья и в Центральной котловине Японского моря.

Многолетние геологические исследования с применением драгирования позволили установить среди выходов горных пород на поверхность морского дна большое разнообразие, как по составу, так и по возрасту. Геологические исследования с применением драгирования активно проводились с 1970 по 1990 год сотрудниками Тихоокеанского отделения Института океанологии. За этот период выполнено 17 рейсов, в которых проводилось драгирование. Было собрано большое количество образцов горных пород с подводных возвышенностей, вулканических построек и материкового склона. Работы проводились на отдельных полигонах.

Начиная с 1967 г., на прибрежно-мелководной части шельфа Южного Приморья Тихоокеанская морская геологоразведочная экспедиция (ТМГРЭ) проводила поиски морских россыпей. В составе проводимых работ был комплекс геофизических методов, включавший эхолотирование (ЭХЛ), непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), гидромагнитную съемку (ГМС), гидролокацию бокового обзора (ГЛБО) и радиометрию с капаметрией (РМ+КМ), подводное электровибробурение, позволяющее получать колонки осадков длиной до 3–5 м, и ударное и вращательное бурение скважин с плавучих буровых установок.

Этой же морской экспедицией в 1973 г. была начата опытно-методическая геологическая съемка шельфа масштаба 1 : 200 000. К 1980 г. съемкой была покрыта значительная часть шельфа Южного Приморья, от бух. Нарва на западе до бух. Преображения на востоке. В процессе проведения этой съемки отработывался и совершенствовался комплекс морских геофизических исследований (ЭХЛ, НСП, ГМС, ГЛБО, РМ+КМ), модернизировался арсенал технических средств донного пробоотбора и морского бурения с плавучих буровых установок. Однако все эти работы ограничивались исключительно шельфом, т.е. изобатой 200 м [Рязанцев и др., 1976, 1978].

Последний этап изучения шельфа Южного Приморья приходится на 1990-е годы, когда начались комплексные геозоологические исследования прибрежно-шельфовой зоны масштаба 1 : 200 000.

Геофизические исследования в глубинной части Японского моря проводились в 1970 – начале 1980-х годов в основном сотрудниками Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН. В этот период площадь описываемых нами работ была покрыта редкой и неравномерной сетью профилей магнитометрии, гравиметрии, НСП, сейсмического профилирования (МОВ ОГТ) и рядом точек СТЗ. Эти данные были обобщены В. М. Ковылиным в отдельной монографии [Ковылин, 1979].

Накопленные к 1983 г. результаты геофизических и геологических исследований позволили авторскому коллективу под руководством И. И. Берсенева составить геологическую карту Японского моря со снятым четвертичным покровом масштаба 1 : 2 500 000, которая вышла из печати в 1984 г. под редакцией И. И. Берсенева и Л. И. Красного.

Первые региональные комплексные геофизические исследования на всей акватории Татарского пролива были выполнены в 1978 г. [Балабко, 1979].

В результате проведенных работ в пределах крупного мезозойско-кайнозойского Западно-Сахалинского прогиба выделены Северо-Татарский, Чеховский, Монеронский, Тернейский кайнозойские прогибы, а также выделено более 20 локальных антиклинальных структур.

Первые сейсмоакустические работы были проведены на шельфе Японского и, частично, Охотского морей специалистами Шельфовой партии Приморского территориального геологического управления в 1970–1980-х годах. На основании этих работ была составлена первая стратиграфическая схема Японского моря [Рязанцев, 1992ф].

Следующий цикл сейсмостратиграфических исследований был проведен уже в конце 1990–начале 2000-х годов в связи с работами по поиску и оценке перспектив Японского моря и, особенно, шельфа Сахалина на нефтегазовое сырье. Бюро Межведомственного стратиграфического комитета на расширенном заседании 28 января 1994 г. постановило принять региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений восточных районов России, включающие: Схему 6 (унифицированная) – Сахалин (с Курильскими островами – рабочая схема) [Гладенков и др..., 1998]. Эта схема используется в практике геологоразведочных работ в настоящее время.

При создании схем был использован новый для того времени материал по стратиграфии палеогена и неогена районов, позволивший либо детализировать существовавшие схемы, либо внести в них коррективы. Стратиграфическими исследованиями, проведенными в течение 15 лет, были детально изучены и переизучены многие опорные разрезы. Особенностью исследований этого периода является комплексное использование палеонтологических, палеогеографических, палеоклиматических и литологических данных. Для стратиграфического анализа привлекались все выявленные группы флоры и фауны, в том числе те, которые ранее практически не использовались или использовались очень слабо (диатомеи, радиолярии, планктонные фораминиферы и др.). Комплексное и детальное изучение разрезов привело к выявлению ряда локальных и региональных перерывов в седиментационных комплексах. В результате выполнения программы бурения на шельфе Сахалина появились новые данные, необходимые для стратификации кайнозоя.

В северной части Японского моря сейсморазведочные работы были выполнены по единичным профилям МОВ ОГТ, уточнившим положение континентального склона и общую структуру осадочного чехла приматериковой части Япономорского бассейна [Балабко и др., 1983; Федотов и др., 1987].

Центральная и южная приматериковая части Татарского пролива до 1989 г. оставались наименее изученными. Кроме упомянутых региональных работ 1978 г. [Балабко, 1979], здесь было отработано два вдольбереговых профиля по объекту 16/85 [Федотов, 1987]. На северном окончании профиля 1011 отмечается южное замыкание Тернейского прогиба с мощностью осадочного выполнения до 5000 м.

В 1989 г. в пределах центральной приматериковой части Татарского пролива были выполнены региональные комплексные геофизические исследования в объеме 5050 пог. км по сети профилей 4 × 6 км [Карпухина, 1991]. Ком-

плекс включал сейсморазведку МОВ ОГТ 48* и магнитометрию. В результате в осадочном чехле мощностью более 7000 м было выделено пять сейсмокомплексов, оценена их нефтегазоносность, околонтурены зоны регионального выклинивания комплексов, дана рекомендация на бурение параметрической скважины.

В 1990 г. в юго-западной части Татарского пролива проведены комплексные региональные геофизические исследования с целью изучения основных закономерностей геологического строения Приморского участка шельфа Татарского пролива и выбора дальнейших исследований [Валиева и др., 1992]. Эти работы захватили Самаргинскую площадь и охарактеризовали ее как региональную зону выклинивания осадочных комплексов.

Геофизические материалы и результаты бурения в акватории Татарского пролива были проанализированы В. О. Савицким с соавторами (1988 г.). Была дана оценка перспектив нефтегазоносности рассматриваемой акватории, выделены нефтегазоносные комплексы и типы зон возможного нефтегазонакопления и вероятные типы ловушек углеводородов.

В 2002–2004 гг. А. Э. Жаровым с соавторами [Жаров, 2004] в юго-западной части Татарского пролива были проведены комплексные региональные геолого-геофизические исследования с целью установления региональных закономерностей нефтяной геологии и оценки УВ потенциала шельфа Приморского края на основе новейших сейсмических данных, с учетом переинтерпретации имеющегося геолого-геофизического материала. Исследования были сконцентрированы на двух наиболее изученных участках Приморского шельфа: Залив Петра Великого и Самаргинский.

Геофизическое изучение присахалинского шельфа начиналось в 1961–1975 гг. Геофизические методы в рассматриваемый период, наряду с буровыми работами, стали ведущими в нефтегазопроисловых исследованиях региона. В начале периода (1961–1966 гг.) были составлены листы гравиметрической карты масштаба 1 : 200 000 по всему региону, сопровождавшиеся обобщением и геологической интерпретацией гравиметрических данных по Сахалину и шельфу (Н. С. Агафонова, В. Э. Кононов, А. В. Журавлев). В дальнейшем эти материалы в комплексе с результатами исследований послужили основой при расшифровке глубинной структуры острова и шельфа. Шельф юго-восточного Сахалина в эти годы изучали региональной морской сейсморазведкой (МОВ) (однократное профилирование) силами СахКНИИ АН СССР (в дальнейшем Институт морской геологии и геофизики). При этом были получены сведения, свидетельствующие о продолжении сахалинских структурных форм в пределах сопредельного шельфа.

Шельфы заливов Анива и Терпения изучены региональной и поисковой сейсморазведкой 2D. На акваториях пробурено пять поисковых скважин.

Систематизированная сводка по нефтяной геологии залива Терпения приведена в Отчете по объекту 24/90 [Королева, 1995]. Проведена переинтерпретация 21 тыс. пог. км геофизических профилей и результатов бурения скв. Вахрушевская-1, Лебяжинская-1, Пугачевская-1. Совместный анализ и переинтерпретация всех имеющихся на сегодня результатов морского бурения и сейсморазведки, а также сопоставление с береговыми данными позволили установить, что основные перспективы обнаружения залежей УВ следу-

ет связывать с Макаровским, Стародубским и Владимировским прогибами, потенциальные резервуары в которых связаны с поровыми песчаными коллекторами верхнедуйской, сертунайской, верхнекурассийской и маруямской свит, а также, вероятно, с трещиноватыми кремнистыми алевролитами и аргиллитами холмской и нижней части невельской свит.

В последнем десятилетии ушедшего века многочисленные геолого-геофизические материалы по акватории Татарского пролива неоднократно были обобщены в процессе тематических исследований [Коблов, 1990; Харахинов, 1991; Тектоносфера..., 1992; Тектоническая..., 2000 и др.]. В результате проведенной в 1998 г. спекулятивной съемки были получены высокоинформативные материалы, позволившие уточнить расчленение осадочного чехла пролива, провести межрегиональную корреляцию ранее выделенных сейсмокомплексов и сейсмогоризонтов его приматериковой части с подразделениями хорошо изученного присахалинского шельфа и обосновать их возраст.

Большие объемы комплексных геолого-геофизических и геохимических работ выполнены сотрудниками ТОИ ДВО РАН. В основном работы последних лет связаны с поиском донных газовых источников и газогидратов на акватории Японского и Охотского морей [Обжиров, 2011, 2014; Николаева, 2013].

Таким образом, со времени составления листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (1994 г.): листы L-53 (54) (Кавалерово) и L-54 (55), K-55 (Южно-Сахалинск) (новая серия) по их территории и прилегающей акватории появились новые геолого-геофизические данные, в основном полученные в связи с изучением геологического строения нефтегазоносных бассейнов Южного Сахалина и его шельфа; результатами тематических исследований для систематизации, уточнения и выявления нефтегазоперспективных объектов на шельфах Японского и Охотского морей и их геолого-экономической оценки на основе имеющихся геофизических материалов, их переинтерпретации и анализа с учетом последних 2D съемок; результатами поисково-съёмочных работ для оценки перспектив россыпной золотоносности на шельфе [Геология..., 2005].

Вновь полученные геолого-геофизические данные частично обработаны, частично требуют изучения и проведения аналитических исследований. Некоторые материалы опубликованы в научных изданиях, среди которых следует отметить крупные научные обобщения по геологии региона: монографии Гладенкова с соавт., 2002; Жарова с соавт., 2004; В. В. Харахинова, 2010.

На основе синтеза новых морских и наземных геолого-геофизических данных по осадочным бассейнам Сахалинского региона и прилегающей суше в этих работах представлены схемы глубинного строения, скоррелированы схемы стратиграфии, седиментологии, палеогеографии, тектоники, реконструированы этапы геодинамической эволюции бассейнов. Описаны пространственно-временные закономерности распространения нефтематеринских толщ, природных резервуаров, коллекторов, флюидоупоров. Определены тип и термальная зрелость органического вещества. В итоге выполнено нефтегеологическое районирование, оценены ресурсы нефти и газа.

Таким образом, на начало работ по подготовке комплекта Госгеолкарты-1000/3 для территории листа L-53 (акватория), L-54 имелись: утвержденная Легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3 (ФГУГПП «Хабаровскгеология»); обобщающие геологические работы, в т. ч. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 (1994 г.): листы L-53 (54) (Кавалерово) и L-54 (55), К-55 (Южно-Сахалинск) (новая серия); Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (2-е издание), листы L-54 -X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII Сахалинской серии (год издания 2001); листы L-53-XXXIV, XXXV (год издания 2006); Схема геологоструктурного районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей в масштабе 1 : 2 500 000 (2008 г.), а также карта полезных ископаемых и минерагенического районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей (в масштабе 1 : 1 000 000, 2008 г.), тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000, 2000 г.)

Границы и возраст геологических образований по детальности и обоснованности расчленения геологических образований, точности проведения геологических границ увязаны с имеющимися смежными листами Госгеолкарты-1000/3: L-53 [Белянский, 2011], M-53 [Васькин, 2013] и M-54 [Зелепугин, 2017]. Имеющиеся в ряде случаев расхождения обоснованы новыми палеонтологическими находками и U-Pb-датировками. При составлении карты полезных ископаемых проведена разбраковка известных в районе объектов полезных ископаемых. В результате часть проявлений переведена в ранг пунктов минерализации или признаков нефтегазоносности. Категории месторождений по величине запасов полезных ископаемых приведены в соответствии с постановлением Правительства РФ № 37 от 22 января 2007 г., поэтому ряд объектов неметаллических полезных ископаемых с неподсчитанными запасами или прогнозными ресурсами, ранее классифицированных как месторождения, не показаны на КПИ. Электронная база первичных данных составлена только по материалам собственных работ в форматах MSAccess.

При подготовке комплекта Госгеолкарты-1000/3 использованы материалы геологических съемок на сопредельной исследуемому участку суше [Беляевский и др., 1955; Геология СССР, 1966, 1973, 1974; Геологическая карта..., 1984; 1991; 1992; Государственная геологическая..., 1994, 1995].

СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа L-(53),54 выделены две структурно-формационные области (СФО): Сихотэ-Алинская на континентальной части и Хоккайдо-Сахалинская на островной, разделенные между собой акваториальной Татарско-Охотоморской СФО. Они различаются по геологическому строению и этапам формирования геологических подразделений. Значительную часть площади листа занимает акватория, которая охватывает южную часть Татарского пролива, северо-западную часть Японского моря с фациальной шельфовой зоной подводных возвышенностей и материковой ступенью Приморья, а также юго-западную часть Охотского моря.

Сводный стратиграфический разрез Сихотэ-Алинской СФО в пределах материковой суши листа L-54 сформирован осадочными и вулканогенными образованиями нижнего мела–квартера. Дислоцированные толщи нижнего мела входят в состав Восточной СФЗ Сихотэ-Алинской СФО, вулканитами позднего мела–неогена сформированы Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ и Прибрежная платобазальтовая СФЗ. Четвертичные образования, развитые в долинах современных водотоков и на склонах гор, распространены повсеместно.

В Хоккайдо-Сахалинской СФО, охватывающей в границах листа южную часть о. Сахалин, распространены осадочные и вулканогенные образования от триаса до квартера. На разных стратиграфических уровнях в ней выделяются структурно-формационные зоны (СФЗ): для триаса–юры Сусунайско-Тонино-Анивская, для мела – Восточно-Татарская (о. Монерон) и Западная и Восточная, для палеоцена–олигоцена – Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская, для позднего олигоцена–эоплейстоцена Монеронско-Крильонская и Южно-Сахалинская, которые нашли отражение на схемах структурно-формационного районирования.

На акватории распространены осадочные образования от нерасчлененных палеозойских до позднекайнозойских. Согласно принятой Схеме структурно-фациального районирования для олигоцен-плейстоцена (Карта дочетвертичных образований), отложения осадочного чехла относятся к Татарско-Охотоморской структурно-формационной области, в которой выделяются Татарская, Япономорская и Южная Присахалинская СФЗ. Татарская СФЗ подразделяется на Южно-Татарскую структурно-фациальную подзону (СФПЗ) в границах Южно-Татарского осадочного бассейна и Монеронскую, соответствующую Исикари-Западно-Сахалинскому осадочному бассейну, сформировавшемуся в Монеронском прогибе. В Япономорской СФЗ выделяются фациальные подзоны шельфа и подводных поднятий, а в Южной Присахалинской – Терпеньевская и Анивская.

СЕЙМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Состав и возраст осадочного выполнения бассейнов Татарско-Охотоморской акваториальной СФцО изучался в разные годы многочисленными исследователями, как по разрезам нефтепоисковых и параметрических скважин на сахалинском шельфе [Борисов и др., 1987ф, 1989ф; Савицкий и др., 1987ф; Сальников и др., 1990ф; Харахинов и др., 1991ф], так и в опорных разрезах кайнозойских отложений западного побережья о. Сахалин [Государственная геологическая..., 1994; 1995; 2001; Гладенков и др., 1998; Мельников, 1970; Маргулис и др., 1971, 1981; Серова, 1983, 1985; Савицкий и др., 1976, 1979; Сальников и др., 1990ф; Фотьянова и др., 2001 и др.]. Результаты этих работ положены в основу расчленения как коренных пород, так и рыхлого чехла плиоцен-четвертичного возраста.

На основе полученных литолого-стратиграфических и биостратиграфических данных, а также переинтерпретации результатов бурения на шельфе (с учетом современных биостратиграфических и геохронологических шкал) проведена межрегиональная стратиграфическая корреляция и обоснован возраст структурно-стратиграфических подразделений, выделенных в разрезе осадочного чехла бассейнов Татарского пролива [Жаров и др., 2004, 2013; Грецкая, 2013ф]. Стратиграфическая привязка основных несогласий – границ сейсмокомплексов и подкомплексов – показана на рис. 2.

Мощность осадочного чехла на шельфе Западного Сахалина изменяется от 0,1–0,4 км в верхней части Монеронского поднятия до 8,0–8,7 км в депоцентрах Тернейского прогиба, 6,8–7,8 км в депоцентрах Монеронского прогиба. В синклинальных зонах и грабенах, раскрывающихся в глубокие присахалинские прогибы, осадочный разрез имеет мощность – от 4,7 до 6,5 км.

В кайнозойском осадочном чехле акватории Татарского пролива выделено более 10 сейсмических горизонтов, с различной степенью достоверности прослеженных в осадочных бассейнах и отождествляемых со структурно-седиментационными несогласиями. Пять из них: 3, 5, 6, 7 и Аф имеют региональное распространение и приняты за основу в качестве опорных горизонтов для структурных построений (рис. 2) [Жаров, 2003ф]. Они являются частями более широких несогласий, зафиксированных в осадочном чехле Охотского, Японского морей и Татарского пролива [Зябрев, 1992] и отражающих основные этапы эволюции седиментационных бассейнов в кайнозое.

Строение осадочного слоя в Японском море известно по данным драгирования [Берсенев и др., 1987] и бурения с борта НИС «Glomar Challenger» и НИС «JOIDES Resolution». Пробуренные скважины показали, что до глубин 500–600 м осадочный слой сложен глинистыми и диатомовыми илами, песками, песчано-алевролитовыми осадками, глинами с прослоями пеплов. В основании осадочного разреза залегают плотные темно-зеленые алевролиты, песчаники, зеленые туфы, состоящие главным образом из девитрифицированного стекла и полевого шпата. Сква. 795, находящаяся за пределами южной рамки листа, достигла базальтовых пород, возраст которых – 25 млн лет.

Сеймостратиграфическое расчленение осадочного чехла северо-западной части Японского моря представлено в материалах [Государственная..., 2011].

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ЗАПАДНОГО САХАЛИНА (Гладенков и др., 1998)				ХОЛМСКО-НЕВЕЛЬСКИЙ РАЙОН	УГЛЕГОРСКО-ЧЕХОВСКИЙ РАЙОН	АЛЕКСАНДРОВСКИЙ РАЙОН	ШЕЛЬФ, ПРИЛЕГАЮЩИЙ К О. САХАЛИН	СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА СЕВЕРНОГО САХАЛИНА (Гладенков и др., 1998)	МШЛ, ЛЕТ	
МШЛ, ЛЕТ	СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ПОД ОТДЕЛ	ГОРИЗОНТ, ПОДГОРИЗОНТ				ГОРИЗОНТ, ПОДГОРИЗОНТ	СИСТЕМА	
2.6	Н Е О Г Е Н	ПЛИ-ОЦЕН	ВЕРХН-НИЖН.	МАРУЯМСКИЙ		МАРУЯМСКАЯ СВИТА		МАРУЯМСКИЙ	О	
3.6										ПОМЫРСКИЙ
5.3								КОМПЛЕКС	ВЕРХНЕНУТОВСКИЙ	5.3
11.2		МИОЦЕН	СРЕДНИЙ	ВЕРХНИЙ	КУРАСИЙСКИЙ ГОРИЗОНТ	АНИВСКАЯ СВИТА до 1000м	МАРУЯМСКАЯ СВИТА	АЛЕКСАНДРОВСКАЯ (КУРАСИЙСКАЯ) СВИТА	КУРАСИЙСКИЙ	МИОЦЕН
					ВЕРХНИЙ П/Г	КУРАСИЙСКАЯ СВИТА	МАРУЯМСКАЯ СВИТА	АЛЕКСАНДРОВСКАЯ (КУРАСИЙСКАЯ) СВИТА	ВЕРХНИЙ	
				СРЕДНИЙ	НИЖНИЙ П/Г	НИЖНЯЯ П/СВ. до 600м	НИЖНЯЯ П/СВ. до 2000м	до 1500м	КОМПЛЕКС	ОКОБЫКАЙСКИЙ
16.5		НИЖНИЙ			УГЛЕГОРСКИЙ	ВЕРХНЕДУЙСКАЯ СВИТА до 500м	СЕРТУНАЙСКАЯ СВИТА до 400м	СЕРТУНАЙСКАЯ СВИТА до 1200м	УГЛЕГОРСКИЙ	16.5
					НЕВЕЛЬСКИЙ	НЕВЕЛЬСКАЯ СВИТА до 1400м	ВЕРХНЕДУЙСКАЯ СВИТА до 1200м	ВЕРХНЕДУЙСКАЯ СВИТА до 600м	КОМПЛЕКС	ДАГИНСКИЙ
23.8		ОЛИГОЦЕН	ВЕРХНИЙ		ХОЛМСКИЙ	ХОЛМСКАЯ СВИТА до 500м	ХОЛМСКАЯ И НЕВЕЛЬСКАЯ СВИТА до 500м	ХОИНДЖИНСКАЯ СВИТА 100-400м	СЕРГЕЕВСКИЙ КОМПЛЕКС	23.8
					АРАКАЙСКИЙ	АРАКАЙСКАЯ СВИТА до 700м	ТАКАРАДАЙСКАЯ СВИТА до 1000м	ГЕННОЙШИНСКАЯ СВИТА до 700м		УЙНИНСКИЙ
28.5	ЭОЦЕН	НИЖНИЙ		ШЕБУНИНСКИЙ	ТАКАРАДАЙСКАЯ СВИТА до 600м	КРАСНОПОЛЬСКАЯ СВИТА до 1400м	НИЖНЕДУЙСКАЯ СВИТА до 1100м	ЗАПАДНО-КАМЫШЕВЫЙ КОМПЛЕКС	28.5	
				КРАСНОПОЛЬСКИЙ	КРАСНОПОЛЬСКАЯ СВИТА до 350м	СНЕЖИНКИНСКАЯ СВИТА до 1200м	КАМЕНСКАЯ СВИТА до 300м		ЛЮКАМИНСКИЙ	
34	ПАЛЕОЦЕН	СРЕДНИЙ		СНЕЖИНКИНСКИЙ	СНЕЖИНКИНСКАЯ СВИТА 600-950м	БОШНЯКОВСКАЯ СВИТА до 300м	БОШНЯКОВСКАЯ СВИТА до 745м	ФУНДАМЕНТ АКУСТИЧЕСКИЙ	34	
37				?						37
49	ПАЛЕОЦЕН	НИЖНИЙ		СИНЕГОРСКИЙ	СИНЕГОРСКАЯ СВИТА до 350м				49	
55										55
61									61	
65									65	

Рис. 2. Схема сопоставления кайнозойских стратиграфических подразделений Татарского пролива и Западного Сахалина. Холмско-Невельский и Углегорско-Чеховский районы соответствуют Углегорско-Холмской подзоне Западно-Сахалинской СФЗ на ГК. Сейсмокомплексы шельфа, прилегающего к о. Сахалин, выделены в Южно-Сахалинской СФЗ.

Выделено три отражающих горизонта: акустический фундамент Аф, горизонты 3 и 2. Здесь не просматриваются сейсмотолщи ниже «акустически прозрачной», по-видимому, соответствующей валентиновской свите, при отсутствии отражающего горизонта 4, скорее всего, лежащей на акустическом фундаменте. На шельфе также отсутствует отражающий горизонт 1, отделяющий четвертичную толщу от плиоценовой. Поэтому на шельфе эти толщи не расчленены, а объединяются в единую плиоцен-четвертичную толщу.

В разрезе акватории по сейсмическим данным выделяется акустически прозрачный слоистый чехол и подстилающий его комплекс фундамента акустического (Аф).

Комплекс фундамента акустического (Аф) объединяет различные по составу и возрасту толщи и комплексы, структура которых слабо разрешается или не поддается расшифровке методом МОВ ОГТ. В состав фундамента предположительно входят осадочные и магматические породы мезозоя и палеозоя.

ПАЛЕОЗОЙСКО-МЕЗОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные образования (PZ?-MZ) распространены в зоне шельфа и подводных возвышенностей Японского моря в составе акустического фундамента и установлены на основании интерпретации геофизических материалов и результатов драгирования и донного опробования. Предполагается, что акустический фундамент здесь представлен метаморфическими, осадочными, интрузивными и вулканогенными образованиями от среднепалеозойских до раннемеловых включительно.

Возвышенность Алпатова, попадающая своей северной частью в пределы листа L-(53), 54, ограничивает, совместно с материковым склоном Приморья, возвышенностью Витязя и островным склоном Хоккайдо Центральную глубоководную котловину, возвышаясь над ней на 1500–2000 м. Южные склоны возвышенностей обрываются в котловину до глубины 3500 м, а северные слабо выражены в рельефе дна. Возвышенность Алпатова представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении плато с крутыми склонами, на которых обнажаются породы акустического фундамента, представленного метаморфизованными вулканогенными и терригенными образованиями. Среди первых преобладают метабазальты, реже встречаются альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, альбит-биотит-хлоритовые и хлорит-альбит-мусковит-карбонатные сланцы, амфиболовые микросланцы и амфиболиты по габбро или диабазам. Первичноосадочные породы преобладают над метаэффузивами и представлены филлитами, кварц-серицитовыми сланцами и метапесчаниками.

Хребет Окусири, северная часть которого попадает в пределы листа, это – крупное узкое поднятие длиной 450 км, шириной не более 50 км, протягивающееся вдоль Японских островов от о. Рисири до п-ова Ога и отделяющее Западно-Хоккайдинский бордерленд от Японской котловины по зоне глубинных разломов [Tamaiki, 1988], с которой связаны повышенный тепло-

вой поток [Шевалдин, 1975] и ряд эпицентров землетрясений [Безверхний, Сушков, 1980]. Поднятие имеет сложную складчато-разломную структуру, состоит из нескольких ступенчато расположенных хребтов, высота которых к северу увеличивается. В северо-западной части хребта были подняты породы фундамента и относительно слабо литифицированные осадочные породы, вероятно, из самых нижних слоев осадочного чехла. В фундаменте на северном участке установлены верхнемеловые вулканиты [Безверхний и др., 1988], сходные с верхнемеловыми породами приморской серии Приморья и вулканитами банки Мусаси [Yuasa et al., 1978].

Подводная возвышенность Витязя представляет собой индивидуальную структуру, отделенную прогибами с субокеанической корой как от возвышенности Мусаси, так и от материкового склона Приморья. Геологическое ее строение изучалось главным образом во время 20-го рейса «Первенца» (1973 г.) и 1-го рейса «Каллисто» (1974 г.). На восточном склоне возвышенности с глубины 1500–2700 м с борта «Первенца» драгами подняты образования комплекса акустического фундамента: светло-серые метаморфизованные среднезернистые кварцитовидные песчаники с обломками кремнистых пород и кислых эффузивов.

Подняты также контактово-метаморфизованные песчаники и филлитовидные сланцы, вероятно, составляющие с кварцитовидными песчаниками единую толщу. Время формирования пород комплекса на основании радиоизотопного анализа (355,9; 319,2; 272,5 млн лет) соответствует среднему–позднему палеозою [Берсенев и др., 1987; Леликов, Емельянова, 2007].

Общая мощность образований – более 1000 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА–ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Сусунайско-Тонино-Анивская СФЗ

Юнонская толща (Т-Jjun) выделена по результатам ГДП-200 [Жаров, 1999ф]. Ранее, как и великанская толща, эти образования относились к новиковской свите [Государственная..., 1995] альб-сеноманского возраста. Распространена в Сусунайско-Тонино-Анивской СФЗ. Детально изучена в западной части Тонино-Анивского полуострова в районе горы Юнона и на Охотоморском побережье полуострова к северу от мыса Великан. Толща сложена преимущественно яшмами и радиоляритами с подчиненными прослоями фтанитов, кремнистых аргиллитов и редкими маломощными линзами эффузивов и известняков в нижней части. Яшмы имеют пестроцветный облик с преобладанием красных и сургучных в разрезах горы Юнона и желто-серых в великанском разрезе.

В стратиграфическом разрезе горы Юнона Н. Ю. Брагиным выделено до 15 комплексов радиолярий. Сводный разрез толщи в районе представлен снизу вверх [Жаров, 1999ф]:

Яшмы красные, красно-зеленые полосчатые, реже массивные с радиоляриями <i>Triassocampe dewerevi</i> (Nakaseko et Nishimura), <i>Stylosphaera acrior</i> (Bragin). Средний триас, верхний анизий – нижний ладин. Видимая мощность	14 м
Яшмы красные, реже розово-желтые, переходящие в белые кварциты, с радиоляриями: <i>Sarla dispiralis</i> Bragin, <i>Muelleritortis cochleata</i> (Nakaseko et. Nishimura), " <i>Stylosphaera</i> " <i>inaequata</i> (Bragin), " <i>S.</i> " <i>imperspicua</i> (Bragin). Средний–верхний триас, верхний ладин–карний. Мощность	35 м
Яшмы желтые, розовые массивные, переходящие в белые и серые кварциты, реже красные плитчатые, с радиоляриями <i>Capnodoce antiqua</i> Blome, <i>Japonocampe nova</i> (Yao). Верхний триас, верхний карний – средний норий. Мощность	10–25 м
Яшмы красные и желто-розовые массивные и плитчатые, с прослоями яшм сургучно-красных глинистых тонкоплитчатых, с радиоляриями <i>Betraccium deweveri</i> Pessagno et Blome, <i>Pentactinisphaera rudis</i> Bragin, <i>Canoptum triassicum</i> (Yao), <i>Capnodoce</i> aff. <i>anapetes</i> De Wever, <i>C. primaria</i> Pessagno, <i>Sarla</i> cf. <i>viscainoensis</i> Pessagno и др. Верхний триас, средний – верхний норий–рэт. Мощность	12–30 м
Яшмы красные плитчатые, розовые, желтоватые массивные, с радиоляриями <i>Parahsuum simplum</i> (Yao) и др. Нижняя юра. Мощность	более 15 м
Яшмы красные плитчатые и желтые массивные, с радиоляриями <i>Hsuum taxwelli</i> Pessagno и др. Верхняя юра. Мощность	более 50 м

Составная мощность разреза толщи достигает 170–200 м.

Средне-верхнетриасовая часть разреза имеет мощность 80–100 м. Мощность кремнистых пород юрского возраста оценена в 170–200 м, общая мощность разреза – до 300 м.

В охотоморском разрезе породы толщи слагают серию тектонических пластин, внутреннее строение которых характеризуется наличием изоклиальной складчатости. В существенно яшмовых разрезах замки изоклиальных складок не фиксируются. Структура толщи в этом разрезе представлена псевдомоноклиналью северного падения. В кремнистых разрезах, прослоенных филлитами и кремнисто-глинистыми породами, складчатая структура отчетливая. Микрофаунистическое опробование разреза показало преимущественное распространение средне-позднетриасовых кремнистых пород, представленных исключительно пестроцветными линзовидно-слоистыми яшмами [Жаров, 2000].

Из нижних частей разреза выделены радиолярии и конодонты верхнего анизия – нижнего ладина: *Eptingium manfredi* Dumitrica, *Canoptum unilaterale* Bragin, *Poulpus curvispinus* Dumitrica (Kozur et Mostler), *Pseudostylosphaera longispinosa* (Kozur et Mostler), *P. spinulosa* (Nakaseko et Nishimura), *Staurolonche trispinosa* (Kozur et Mostler), *Spongopallium koppi* (Lahm), *Triasothamnus verticillaris* (Dumitrica), *Welirella fragilis* Bragin, конодонты *Neogondolella constricta* (Mosher et Clark).

Более высокие части низов разряда содержат радиолярии верхнего карния – нижнего нория: *Capnodoce antiqua* Blome, *C. sarisa* Blome, *Capnuchosphaera triassica* De Wever, *Japonocampe nova* (Yao), *Eucyptidiellum*

pessagnoii (Nakaseko et Nishimura), *Napora robusta* Nakaseko et Nishimura. Сводная мощность триасовой части разреза – 120 м.

Верхние части разреза толщи установлены в нормальных крыльях крутых складок. Сложены чередованием пестроцветных яшм, серых и зеленоватых кремнисто-глинистых пород и зеленых туфокремнистых силицитов. Из яшм выделены радиолярии нижней юры *Parahsuum simplum* Jao, *Paronaella variabilis* Carter, *Praeconocaryomma* aff. *immodica* Pessagno. Нижняя юра (геттанг–плинсбах). Кремнисто-глинистые и туфокремнистые породы верхней части толщи содержат радиолярии верхов средней – верхней юры (келловей–оксфорд): *Archaeodictyomitra* cf. *apiara* (Rüst), *Parvicingula* cf. *dhimenaensis* Baumgartner, *Stylocapsa* cf. *oblongula* Kocher, *Tricolapsa* cf. *conexa* Yao. Мощность верхней части – 130–150 м.

Великанская и юнонская толщи объединенные (Т–Jvl+jun) выделены в восточной части Сусунайско-Тонино-Анивской СФЗ на Тонино-Анивском полуострове, в северо-восточной части – в районе мыса Великан и западной части, в районе горы Юнона. Они слагают линейные тектонические блоки (2 × 1 км) вулканогенно-кремнистого состава. Представлены как metabазальтами великанской толщи, так и пестроцветными яшмами и туфокремнистыми породами юнонской толщи.

Великанская толща, выделенная по материалам ГДП-200 [Жаров, 1999ф], сложена лавами metabазальтов, гидроэксплозивными туфами основного состава с резко-подчиненными прослоями слоистых сургучно-красных яшм в верхней части.

Опорный разрез толщи изучен на охотоморском побережье Тонино-Анивского полуострова к югу от мыса Великан [Жаров, 2000ф]. Здесь, на протяжении 1,3 км в опрокинутом к юго-востоку залегании вскрывается вулканогенный разрез, расчлененный по составу пород и строению на две пачки. Северная, нижняя часть разреза сложена массивными темно-зелеными мелкозернистыми измененными базальтами видимой мощностью 180 м. Южную оконечность мыса Великан слагают потоки лав с неотчетливой подушечной структурой. Южнее вскрывается слоистый разрез, представленный чередованием лавобрекчий, лавокластив базальтов, их гидроэксплозивных туфов с прослоями сургучных яшм.

Метабазальты толщи имеют порфирированную структуру с интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники представлены преимущественно альбитизированными плагиоклазами (до 60%) и авгитом, основная масса – агрегатами сосюрит-хлорит-цеолит-лейкоксенового состава с мелкими зернами авгита, магнетита, лейстами плагиоклаза. Вторичные минералы представлены кальцитом, хлоритом, пренитом, гематитом. Для них характерно повышенное содержание окиси титана от 0,88 до 2,18%, резкое преобладание натрия над калием, по содержанию щелочей они относятся к известково-щелочной серии [Жаров, 1999ф].

Породы толщи залегают в виде тектонически обособленных блоков, пластин. Внутри тектонических блоков они смяты в изоклиналильные и асимметричные складки.

Из яшм великанской толщи выделены радиолярии триаса *Pseudostylosphaera* cf. *tenne* (Nakaseko et Nishimura), *Canoptum* sp., *Follicucullus* sp.

(Определения Н. Ю. Брагина), на основании чего принят триасовый возраст толщи.

Из яшм юнонской толщи выделены радиолярии от нижней до верхней юры: *Pantanellium* sp.(?), *Hsuum* sp., *Williriedellidae*(?) gen. indet., *Acanthocircus suboblongus* Yao, *Tricolocapsa* cf. *plicarum* Yao., *Hsuum* cf. *brevicostatum* Ozwoldova, *Emiluvia* sp., *Gueuxelle* sp., *Triactoma* sp., *Tritrabs* sp. Мощность объединенной толщи составляет 600 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА – МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Сунайско-Тонино-Анивская СФЗ

Скальный метабазальтовый комплекс. Скальная толща (J-K₁sk) выделена впервые по результатам ГДП-200 [Жаров]. Ранее образования толщи включались в состав островской свиты позднего палеозоя [Геология СССР, 1970], средней либо нижней подсвиты новиковской свиты [Государственная, 1995]. В выделенном объеме толща имеет ограниченное распространение в центральной части Тонино-Анивского полуострова, слагая крупные бескорневые блоки и тектонические пластины. Внутренняя структура толщи повсеместно осложнена зонами сквозного кливажа, разлинзования и будинажа. Полные непрерывные разрезы толщи отсутствуют. Контакты с более молодыми образованиями повсеместно тектонические. Толща имеет смешанный вулканогенно-кремнисто-известково-терригенный состав. В разных разрезах соотношение литотипов сильно варьирует. В виде глыб и пластин в толще присутствуют габбро-монцониты, эссекситы и бостониты.

Общими чертами строения являются преимущественно щелочной и умереннощелочной тип вулканитов, тесная ассоциация кремнистых и карбонатных разностей до образования яшмово-известкового флиша и преобладание среди песчаников кварцево-яшмовых и кварц-полевошпатовых разностей [Жаров, 2000ф].

Опорный разрез толщи изучен на западе полуострова к югу от устья р. Островка [Жаров, 2000ф]. Нижние его части сложены пачками линзовидного чередования толеитовых (преобладают) и умереннощелочных и высококалиевых лейкократовых базальтов и андезибазальтов, сургучно-красных железистых яшм, яшмово-известкового флиша и органогенно-обломочных известняков. Мощность отдельных пачек – 20–85 м, нижней части – до 400 м. Вулканогенные пачки являются фрагментами лавовых потоков. Базальты имеют подушечную отдельность, вверх по разрезу сменяются гидроэксплозивными туфами, по простиранию переходят в кластолавы и лавобрекчии. Гидроэксплозивные туфы чередуются с радиоляритами и яшмами с вкрапленностью сульфидов. Из радиоляритов выделены радиолярии средней–верхней юры: *Praeconocaryomma* sp., *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, *Stylosphaera lanceola* Parona, *Paronaella casmaliaensis* Pessagno, *H. elegans* Pessagno, *Emiluvia antiqua* (Rust), *Grucella corralitosensis* Pessagno, *Tritrabs* cf. *ewingi* (Pessagno), *T. worzeli* (Pessagno), *Acanthocircus amissus* (Sguinabol),

Tricolocapsa sp., *Podocapsa* cf. *amphitreptera* Foreman, *Podobursa triacantha* (Fischli), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Hsuuum maxwelli* Pessagno, *Parvicingula* ex gr. *cosmoconica* (Foreman) (определения Н. Ю. Брагина).

Видимая мощность разреза – около 200 м.

Средняя часть разреза толщи сложена переслаиванием туфопесчаников, яшмовых граувакковых и кварц-полевошпатовых песчаников, кремнистых алевролитов и гематитистых силицитов, чередующихся с пачками туфобрекчий, крупнопсаммитовых туффитов, туфов базальтов. Мощность пачек – от 10 до 30 м, средней части – до 350 м.

Верхняя часть толщи изучена в тектонически разобщенных блоках к северу от мыса Скальный и вблизи устья р. Островка. Сложена подушечными лавами умереннощелочных базальтов, трахитов, пикробазальтов, сменяющимися гидроэксплозивными туфами, туфами, туфобрекчиями базальтов. В подчиненном количестве присутствуют пачки чередования туфокремнистых алевролитов, туффитов, туфопесчаников, содержащих линзы железистых силицитов, кварц-полевошпатовых песчаников. Туфопесчаники насыщены альбитофир-андезибазальтовой кластикой; более малокварцевые в сравнении с песчаниками средней части толщи. Из кремнистых алевролитов выделены радиолярии нижнего мела: *Alievium helenae* Shaaf, *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Mirifusus* cf. *mediodilatatus* (Rust), *Parvicingula boesii* (Parona), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Thanarla conica* (Aliev), *Xitus* Aliev Foreman, *Xitus spicularius* (Aliev) (определения Н. Ю. Брагина). Видимая мощность верхней части разреза не превышает 150–170 м.

Среди вулканитов преобладают щелочные и умереннощелочные разности, ассоциирующие в нижних частях разреза с толеитовыми базальтами, а в верхних с меланократовыми базальтоидами и пикробазальтами [Гранник, 1990]. Подавляющее большинство относится к умереннощелочной и щелочной калиево-натриевым сериям. Они характеризуются умеренными и низкими содержаниями окислов магния, алюминия имеют высокие концентрации титана, фосфора, окисного железа, калия. Толеитовые базальты низов разреза являются более лейкократовыми, глиноземистыми породами, относящимися к натриевой и натриево-калиевой сериям. По химическому составу во многом сходны с умереннощелочной серией, отличаясь пониженной железистостью и известковистостью.

Песчаники толщи являются кварцевыми, щелочнополевошпатовыми, среднеплагиоклазовыми с яшмовой и альбитофировой кластикой. По соотношению литических обломков, а также кварца и полевых шпатов они соответствуют песчаникам эродированных вулканических зон.

Общая мощность толщи – более 1000 м.

С вулканогенными и железисто-кремнистыми образованиями толщи ассоциируют медно-колчеданные руды прожилкового и вкрапленного типов. С умереннощелочными базальтами связана редкоземельная ниобиево-циркониевая минерализация.

Для лавобрекчий умереннощелочных базальтов и базальтоидов из олистолита утеснинской и горбушинской толщ объединенных вблизи с. Утёсное получены К-Аг возраста: $123 \pm 0,1$; 106 ± 5 млн лет [Гаврилов, 1986].

Эти данные и вышеприведенные микрофаунистические датировки кремнистых пород позволили ограничить возраст толщи юрой – ранним мелом.

МЕЗОЗОЙСКИЕ (МЕЛОВЫЕ) – КАЙНОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные образования (MZ–KZ) входят в состав «акустического фундамента» в Татарской и Южной Присахалинской СФЗ в широких возрастных пределах – от позднего мела до позднего неогена.

В западной части Татарского пролива фундамент представлен вулканоплутоническими ассоциациями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, спроецированными из обнажений в береговых обрывах и протянутыми в сторону моря, вплоть до появления прибрежно-морских галечников. Свиты и комплексы этих пород (петрозуевская, самаргинская, сияновская свиты, приморский комплекс риолитовый, богопольский комплекс) подробно охарактеризованы при описании стратиграфии Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ в данной главе.

Нерасчлененные меловые–кайнозойские образования «акустического фундамента» вскрываются на мелководной платформе вокруг о. Монерон. В Монеронской подзоне в своде Монеронского поднятия к северу от о. Монерон драгированы обломки и глыбы базальтов, андезибазальтов и андезитов, редко фельзитов, зеленокаменно измененных эффузивов. Абсолютный возраст андезитов и базальтов изменяется в пределах 23–96 млн лет [Жаров, Гальверсен, 2000ф].

В Анивской и Терпеньевской подзонах (южная часть залива Терпения и залив Анива) акустический фундамент ассоциируется с эрозивной поверхностью гетерогенного фундамента, представлен отложениями быковской, красноярковской свит, нерасчлененными отложениями позднего мела – палеоцена, нерасчлененными айской и найбинской свитами. Состав и возраст акустического фундамента изучены морскими параметрическими скважинами и драгированием и изменяются в широких пределах. На западном шельфе п-ова Крильонский комплекс фундамента вскрыт скважинами Виндисская-1 (№ 10, ГК) и Кузнецовская-1 (№ 12, ГК) в интервалах 2900–3400 м и 2580–3013 м соответственно [Жаров, 2003ф]. Представлен переслаиванием песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов, туфов и туффитов среднего состава, каменных углей. В отложениях обнаружены остатки верхнемеловых фораминифер и палеоценовых спор и пыльцы. Комплекс фундамента в западной части залива Анива вскрыт скв. Петровская-1 (№ 13, ГК) в инт. 900–1622 м и представлен переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников и кремнистых аргиллитов. В отложениях обнаружены остатки апт-альбских фораминифер и альб-сеноманских спор [Калишевич, 1975].

На шельфе Тонино-Анивского полуострова фундамент представлен образованиями утесинской и горбушинской объединенных толщ, выходят на дно в прибрежной части акватории. В восточной части залива Анива они вскрыты скв. Новиковская-1 (№ 11, ГК) в инт. 1670–2380 м [Калишевич, 1975]. Низы разреза (630 м) представлены переслаиванием кремнистых аргиллитов и але-

вролитов. Породы вторично изменены, интенсивно перемяты, брекчированы. Верхи представлены пачкой (80 м) крупнозернистых алевролитов. Характер вторичных изменений и нарушения сходен. Возраст по остаткам спор и пыльцы – юрско-меловой. Выходы фундамента на южном шельфе полуострова примыкают к палеогеновому Анивскому гранитному массиву. В инт. 1520–1670 м пересечено тело аплитов, секущее юрско-меловые образования и имеющее, по сейсмическим данным, падение к востоку [Калишевич, 1975].

На северо-востоке территории комплекс фундамента, представленный метаморфическими образованиями сусунайского полифациального комплекса, выходит на поверхность дна в прибрежной полосе к северу от р. Жуковка. В северной части залива Анива подобные образования, предположительно, слагают фундамент осадочного чехла. Они прослеживаются по положительным гравитационным аномалиям и магнитовозмущающим объектам с глубиной залегания кровли от 0,7 до 3,1 км в направлении к Крильонскому гравитационному максимуму до широты р. Ульяновка. На северном побережье залива Анива коррелятивные метаморфические образования вскрыты поисковыми скважинами.

У северной рамки листа в районе мыса Муловский на поверхность дна выходят отложения нижней подсвиты быковской свиты, представленные алевролитами, песчаниками, туффитами, туфами, туфопесчаниками, аргиллитами, кремнистыми аргиллитами, содержащими карбонатные конкреции и туфобрекчии.

Мощность образований – более 800 м.

Нерасчлененные образования верхнего мела-палеогена (K_2-P_2) представлены эффузивами разного состава: туфами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами. Мощности – до 1000 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

БЕРРИАССКИЙ–АПТСКИЙ ЯРУСЫ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Сусунайско-Тонино-Анивская СФЗ

Кедровский риолитовый вулканический комплекс. Кедровская толща (K_1kd) распространена в Озерском районе от восточного побережья Тонино-Анивского полуострова до района горы Юнона на западе. Ранее эти образования включались в состав новиковской свиты. А. Э. Жаровым выделена в качестве самостоятельной толщи в рамках ГДП-200 [Жаров, 2000ф]. Нижняя граница с юнонской толщей согласная. В 250 м к югу от устья р. Кедровка она выражена сменой зеленых и сургучных яшм пачкой серых фтанитов, переслаивающихся с туфокремнистыми породами. В составе

толщи неотчетливо выделяются нижняя туфокремнисто-песчаниковая и верхняя туфо-терригенная части. Опорные разрезы изучены на северо-востоке Тонино-Анивского полуострова, в нижнем течении р. Кедровка и по р. Гремучка [Государственная..., 2001].

В состав толщи входят туфосилициты и псаммитовые туффиты серые и зеленовато-серые среднего состава с тонкими прослоями фтанитов, серые и зеленые крупнослоистые яшмы и туфокремнистые породы, черные глинистые сланцы, песчаники кварц-полевошпатовые, пачки переслаивания тонкозернистых туфосилицитов и кремнистых туфоалевролитов, с черными глинисто-кремнистыми сланцами, содержащими линзы серых кремнистых песчаников. В виде линзовидных тел присутствуют кремнистые псаммитовые туффиты, туфогравелиты, туфоконгломераты, афировые и подушечные миндалекаменные умереннощелочные метабазальты.

В истоках р. Жуковка, вблизи контакта с Охотским гранодиоритовым массивом, верхняя часть толщи представлена чередованием пачек (100–120 м) белесых и зеленовато-серых алевропсаммитовых туффитов гиалоандезитов с черными кремнистыми и песчанистыми алевролитами и туфоалевролитами с линзовидными горизонтами голубовато-серых туфов среднего состава.

Туффиты среднего состава кристалло-витролитокластические, псаммитовые, малокварцевые (до 5 %), кисло-среднеплагиоклазовые (30–35 %), фельзит-гиалоандезитовые с рогульчатой и криптозернистой структурой карбонат-сосюрит-хлоритовой основной массы.

Туфы пелитовые и алевропелитовые, кристалло-витрокластические с рогульчатой структурой и сосюрит-альбит-хлоритовой основной массой.

Песчаники кварц-полевошпатовые состоят из кварца (15–25 %), плагиоклаза (15–20 %), щелочного полевого шпата (15–25 %) с альбитофирфельзитовой (15–35 %) и яшмовой (5–10 %) кластикой и стильпномеланхлоритовым матриксом с андезит-дацитовыми интракластами.

Туфопесчаники отличаются низким содержанием щелочных полевых шпатов (до 5 %), высококварцевые (20–25 %), кислуплагиоклазовые (20–25 %), кисло-среднеэффузивные.

Метабазальты миндалекаменные афировые и порфиroidные с микропойкилоофитовой структурой, вариолитовой и интерсертальной структурой основной массы. Порфиroidные выделения представлены бесцветным авгитом (до 35 %) и альбитизированным плагиоклазом (до 50–55 %). Основная масса состоит из тонких лейст плагиоклаза и зерен авгита в хлорит-кальцитовом мезостазиесе. В щелочных оливиновых базальтах с лампрофиroidной структурой присутствуют мелкие выделения оливина (25 %), замещенного гематит-хлорит-кальцитовым агрегатом, и титан-авгита (40–50 %).

Среди базальтов доминируют оливиновые субщелочные, умеренновысокомагнезиальные разновидности натриево-калиевой серии, с повышенными содержаниями элементов группы железа и литофилов с высокозарядными ионами (Zr, Nb, Y). Сходны с океаническими внутриплитными базальтами и, в меньшей степени, с базальтами срединно-океанических хребтов.

Общая мощность оценивается в 950 м [Государственная..., 2001].

В породах толщи обнаружены радиолярии: *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, *Pantanellium berriasianum* Baum-

garter, *Emiluvia* sp., *Alievium helenae* Shaaf, *Archaeodictyomitra excellens* (Tan Sin Hok), *Mirifusus* cf. *mediodilatatus* (Rust), *Mirifusus chenoides* (Renz), *Paronaella hipposidericus* Foreman, *Parvicingula boessi* (Parona), *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), *Sethocapsa trachyostraca* Foreman, *Thanarla conica* (Aliev), *T. pulchra* (Sgyinabol), *Cecrops septemporatus* (Paroma), *Xitus spicularius* (Aliev), *Tholoddiscus fresnoensis* (Foreman), *Sethocapsa* ex gr. *simplex* Taketani, *Dictyomitra* sp. (определения Н. Ю. Брагина).

Возраст отложений по остаткам радиолярий датирован ранним мелом.

Субвулканические образования кедровского комплекса представлены крупными телами гранит-порфиров ($\gamma\text{P}_2\text{kd}$), риолитов ($\lambda\text{P}_2\text{kd}$), риодацитов ($\lambda\zeta\text{P}_2\text{kd}$), дацитов ($\zeta\text{P}_2\text{kd}$), переходящих местами в трахириолиты, трахидацинты. Крупные субвулканические массивы площадью до первых десятков квадратных километров немногочисленны. Обычно это небольшие по площади массивы (1–5 км²), штоки, маломощные жильные тела. Так, на правом берегу р. Ядау, притоке р. Иссыми ветвящиеся жилы витрофировых риолитов коричневого, изумрудно-зеленого цветов мощностью 0,1–0,15 м прорывают образования синанчинского комплекса. В районе мыса Золотая Дайка плагиориодацитов прорывают гранитоиды Прибрежного комплекса.

Преобладают тела трещинные, приуроченные к системе северо-западных разломов и изометричные грибообразные. Характерно, что объем субвулканических фаций явно превышает объем стратифицированных вулканитов. Сложены они массивными и флюидалными разностями, аналогичными таковым из лавовых потоков и отличаются только крутонаклонной или вертикальной флюидалностью. Нередко отмечается зональность, когда хорошо раскристаллизованные, отчетливо порфиновые породы центральных частей массивов к краевым частям постепенно сменяются сферолитовыми и флюидалными разностями или перлитами.

Породы кедровского комплекса образуют дифференцированный ряд от дацитов до риолитов переменной щелочности. Вулканиты относятся к известково-щелочному ряду пород, составы их высококалиевые, отличаются повышенным содержанием щелочей и глинозема. Разделяются на два ряда породных ассоциаций – натриевые (дациты) и калиево-натриевые (риодациты и риолиты).

Из пород кедровского комплекса уран-свинцовым SHRIMP методом в ЦИИ ВСЕГЕИ по цирконам получена серия из шести датировок раннего–среднего эоцена соответственно $54,6 \pm 0,8$; $52,12 \pm 0,7$; $47,9 \pm 0,2$; $47,2 \pm 0,5$; $43,2 \pm 1,3$; $41,2 \pm 0,3$ млн лет.

ГОТЕРИВСКИЙ–АПТСКИЙ ЯРУСЫ

Сихотэ-Алинская СФО

Восточная СФЗ

Лужкинская подзона. Приманкинская свита (K_1p) начинает разрез нижнемеловых отложений в Лужкинской подзоне. Свита выделена В. П. Коноваловым (1977 г.) из разреза уктурской свиты. Стратотип свиты расположен в междуречье Лев. и Прав. Приманок в бассейне р. Бол. Уссурка.

На изученной территории обнажена свита на небольших разобщенных участках на правом берегу р. Самарга (выше устья р. Дагды) и в верховьях р. Кукуси, где она согласно перекрывается каталевской свитой. Обнажается в виде узких полос северо-восточного направления в ядрах антиклинальных или на крыльях синклиналильных структур. Нижняя часть разреза свиты на изученной площади неизвестна. Повсеместно в ареале распространения приманкинская свита сохраняет свой алевро-аргиллитовый облик. Песчаники в ее составе имеют подчиненную роль. Указанная закономерность сохраняется и для разреза свиты континентальной части листа. В составе свиты резко преобладают алевролиты и аргиллиты, содержащие прослои песчаников (1–5 м). Песчаники обычно массивные зеленовато-серые и серые мелкозернистые полимиктовые. Общая мощность свиты в районе – 800 м.

По аналогии со смежными территориями возраст свиты принят условно как готерив–баррем [Нижнемеловые..., 2000].

Каталевская свита (K_1kt) выделена В. П. Коноваловым при расчленении уктуурской свиты (1977 г.), имеет наиболее широкие выходы в Лужкинской подзоне, где она согласно залегает на образованиях приманкинской свиты. Стратотип находится в бассейне р. Дорожная (руч. Каталевский). В бассейне р. Самарга изученные разрезы свиты неполные, наиболее представительные из них находятся при впадении р. Одуи и выше устья Дагды [Пушин, 1973ф].

Разрез свиты представляет собой чередование мощных пластов, хорошо отсортированных средне- и мелкозернистых зеленовато-серых песчаников (100–300 м) с пачками их ритмичного переслаивания с алевролитами (до 500 м). Мощность песчаников в ритмах – 7–46 м, алевролитов – 5–15 м. В основании песчаников, начинающих ритмы, часто содержатся угловатые обломочки алевролитов, иногда – линзы гравелитов. Отмечаются редкие пласты алевролитов мощностью до 10–40 м. Песчаники серые, зеленовато-серые, с преобладающе массивными текстурами, аркозовые. Общая мощность свиты принимается 1300 м.

Примерно из средней части разрезов свиты смежных территорий известна фауна ауцеллинов и аммонитов. По положению в разрезе и в соответствии с данными в других частях Восточной зоны свита отнесена к апту [Нижнемеловые..., 2000].

АПТСКИЙ–АЛЬБСКИЙ ЯРУСЫ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Западная СФЗ

Айская свита (K_1as) впервые была выделена В. Н. Верещагиным в 1966 г. Ее стратотип расположен на р. Ай. Структурно слагает моноклинал с крутым (60–80°) западным падением. Разрез свиты по р. Найба является частью опорного разреза меловых отложений Сахалина [Опорный, 1987]. Залегает свита в основании мелового разреза Западной СФЗ (Главное меловое поле о. Сахалин), выходит на поверхность полосой вдоль Центрально-Сахалин-

ского разлома, располагаясь в поднятом блоке, от р. Фирсовка на севере до междуречья Найба–Мал. Такой на юге. Сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками, содержащими конкреции и линзовидные прослои известково-глинистого состава. Нижняя граница свиты не установлена. Наиболее древняя часть свиты изучена в стратотипическом разрезе по р. Ай. Она представлена преимущественно тонкочередующимися алевролитами песчанистыми и аргиллитами с редкими прослоями (1–5 см) мелко-среднезернистых, в различной степени цементированных песчаников зеленовато-серых. Отмечаются мергелистые конкреции. Мощность пачки по р. Мал. Подлесная – 170 м, по р. Янтарная – 130 м [Жилияков, 1981ф]. Слои, отнесенные к айской свите на р. Найба, располагаются стратиграфически выше слоев, обнажающихся на р. Ай [Опорный, 1987], так что здесь можно говорить о составном найбинско-айском стратотипе (рис. 3).

В Найбинском опорном разрезе по литологическим признакам свита подразделяется на две пачки: нижнюю – чередование слоев различных песчаников (до 50 % объема пачки), алевролитов и аргиллитов, и верхнюю, сложенную преимущественно алевролитами и аргиллитами с редкими и маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Мощности пачек – 180 м (вскрытая) и 400 м соответственно.

Для свиты характерны линзовидно-параллельная, тонкая параллельная слоистость. Присутствуют караваеобразные глинисто-известковистые конкреции (0,3–0,8 м в поперечнике) и прослои, рассеянные гравий и мелкая галька кремнистых и эффузивных пород. В средней части в виде маломощных (0,1–0,6 м) прослоев залегают туфопесчаники и туфы андезидацитов.

Песчаники мелкозернистые состоят на 60 % из кварца, на 25 % из полевых шпатов (плагиоклазы, ортоклаз, микроклин) и на 15 % из обломков кремнистых, кварцитовидных и кремнисто-слюдистых пород, реже эффузивов среднего состава. Цемент слюдисто-хлорит-глинистый, реже карбонатный.

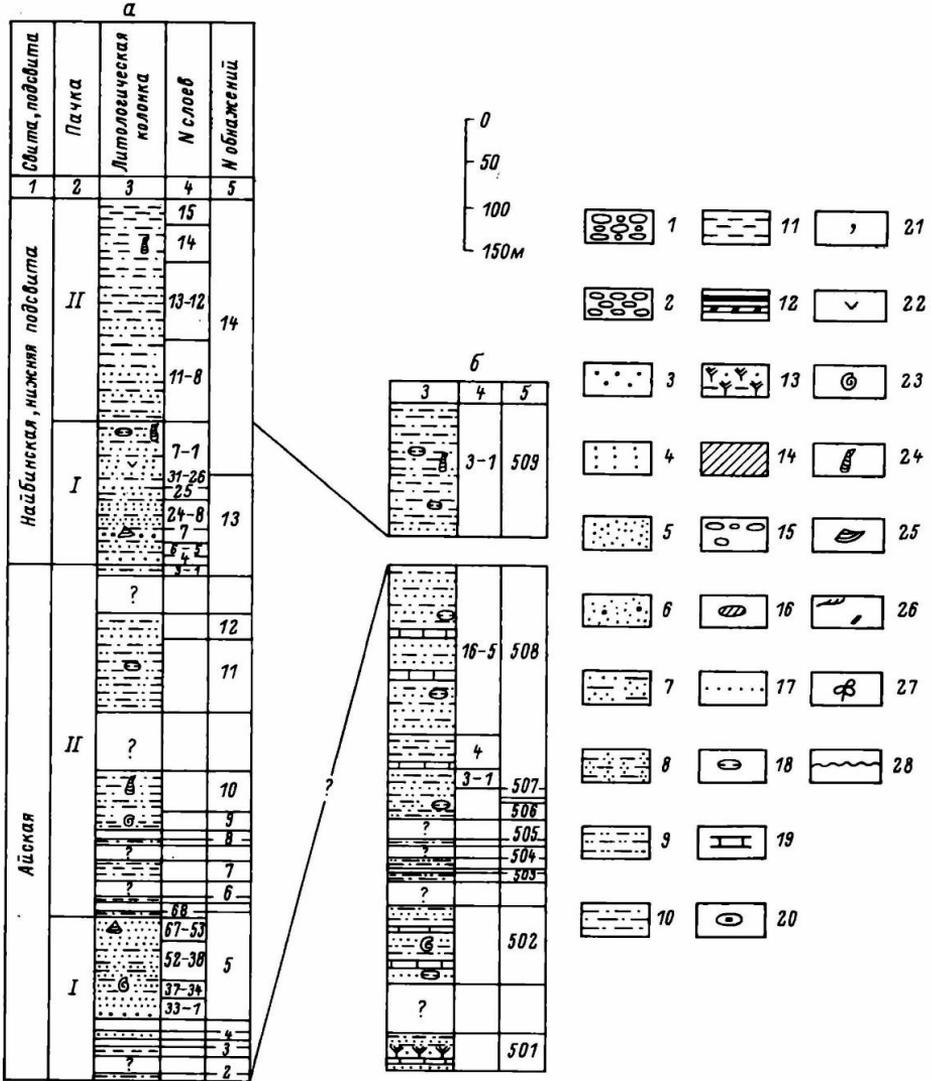
Алевролиты близки по составу к песчаникам. В них содержатся обломки андезитов, чешуйки хлорита, мусковита, серицита, биотита, зерна рудных минералов. Аргиллиты сложены хлоритом и хлоритизированным глинисто-кремнистым веществом. Содержат зерна кварца и полевых шпатов алевритовой размерности. Нередко встречается пирит.

Псаммитовые туфы представлены андезидацитовыми кристалло-витро-кластическими и андезитовыми витро-кристалло-литокластическими разностями. Туффиты на 45–50 % представлены зернами кварца, полевых шпатов, обломками кремнистых, кварцитовидных и глинистых пород.

Полная мощность свиты по отдельным блокам оценивается в 1150 м [Жилияков, 1981ф].

В отложениях свиты выделен комплекс фораминифер, по видовому составу сходный с комплексом, объединенным в слои с *Saccamina complanata*, *Hyperamminoides barksdaley* из стратотипов по рекам Найба и Ай.

По многочисленным находкам различных видов ископаемых остатков иноцерамов, аммонитов, фораминифер и радиолярий в свите возраст ее устанавливается как аптский–альбский [Жаров, 2000ф].



АЛЬБСКИЙ ЯРУС

Сихотэ-Алинская СФО

Восточная СФЗ

Лужкинская подзона. Дивнинская свита (K_1dv) выделена из разреза укгурской свиты В. П. Коноваловым (1977 г.). Локально распространена на левобережье р. Дагды в ее нижнем течении, где она согласно подстилается каталевской свитой, а перекрывается светловоднинской. Стратотипический разрез свиты описан на западных отрогах горы Дивная на правобережье р. Бол. Уссурка. В составе свиты преобладают алевролиты и аргиллиты, которым подчинены песчаники и гравелиты. Нижняя граница свиты проводится по подошве пачки частого переслаивания песчаников и алевролитов мощностью 70 м.

Песчаники и алевролиты слюдястые полого- и косослоистые, имеют серую либо зеленовато-серую окраску, песчаники преимущественно мелкозернистые, часто с рассеянными мелкими обломками алевролитов. И для песчаников, и для алевролитов характерны присутствие углефицированного растительного детрита, слюдястость. Мощность свиты достигает 1000 м [Пушин, 1973ф].

Из дивнинской свиты Восточной СФЗ известны местонахождения остатков ауцеллин, иноцерамид и других двустворок, а также аммонитов, позволяющих уверенно установить раннеальбский возраст свиты [Нижнемеловые..., 2000], что согласуется с Дальневосточной серийной легендой Госгеолкарты-1000/3 (2009 г.).

Светловоднинская свита (K_1sv) распространена там же, где и дивнинская свита. Название предложено В. П. Коноваловым (1977 г.) для толщи флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов, залегающей согласно на дивнинской свите. Стратотип свиты находится в нижнем течении р. Мал. Светловодная в бассейне р. Бикин. В изученном районе свита сложена в основном песчаниками серыми и светло-серыми, иногда с розовым оттенком, мелко- и среднезернистыми. Присутствуют алевролиты и аргиллиты, редко встречаются гравелиты, конгломераты и конседиментационные брекчии. Мощность свиты достигает 1400 м.

По редким находкам фауны ауцеллин, иноцерамид и других двустворок и немногочисленных аммонитов и в соответствии с Дальневосточной серийной легендой (2009 г.) свита отнесена к нижнему–низам среднего альба [Нижнемеловые..., 2000].

Восточная СФЗ

Кемская подзона. Кемский осадочно-вулканогенный комплекс. Кемская свита (K_1km) выделена В. П. Коноваловым в 1977 г. в основании разреза одноименной подзоны Восточной зоны. Стратотипическим районом кемской свиты является бассейн р. Кема. Возраст свиты является аналогом возраста каталевской, дивнинской и светловоднинской свит.

Ее выходы широко распространены в бассейне р. Самарга, преимущественно на правобережье, а также в виде разрозненных обнажений среди по-

лей вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинской зоны в бассейнах р. Единка, Венюковка, Кабанья, Пея. Сложена песчаниками, алевролитами, пачками их переслаивания, гравелитами, базальтами, андезитами, их туфами. В большинстве разрезов представлена мощным терригенным флишем, песчаниковым либо алевролитовым. Пачки флиша чередуются с горизонтами алевролитов или песчаников. В основании некоторых ритмов встречаются линзы гравелитов. В некоторых разрезах установлены прослой и пачки лав и кластолав основного–среднего составов (на правом берегу р. Самарга до пикробазальтов), а также различные вулканокластические породы. В некоторых разрезах тефрогенные песчаники и алевролиты участвуют в строении флишевых ритмов, а туфы андезитов образуют маломощные тела в алевролитовых пачках, иногда слагают нижние части ритмов. В целом эти породы не нарушают общего флишевого характера всей свиты.

Наибольшее содержание вулканитов наблюдается в разрезе свиты, расположенном в верхнем–среднем течении р. Кабанья. Здесь выявлена пачка чередования горизонтов вулканитов (5–150 м) с прослоями алевролитов (до 30 м) и горизонтами тонкого флишеидного переслаивания алевролитов и песчаников (до 75 м) мощностью 2100 м. Наращивается она пачкой мощностью 330 м преимущественно терригенного флиша с подчиненным количеством туфов андезитов и тефрогенных песчаников. Верхняя часть разреза здесь представляет собой переслаивание мелкозернистых светло-серых песчаников и темно-серых алевролитов и аргиллитов при преобладании алевролитов без следов влияния вулканизма мощностью 380 м [Олейников, 1979ф].

На правом берегу р. Самарга (руч. Прыткий), где изучена верхняя часть разреза свиты, в алевроаргиллитовом флише присутствуют линзы ракушняков мощностью до 115 м с двусторонними *Aucellina polevoi* Vereshagin и др. (определения Э. А. Доруховской). На правом берегу р. Самарга у устья р. Кукси в кровле свиты в 1959 г. А. С. Тишиной обнаружены остатки *Aucellina caucasica* (Bush.) [Нижнемеловые..., 2000]. По этим находкам свита отнесится к апту–среднему альбу.

Вулканиты свиты характеризуются низкими содержаниями TiO_2 (0,42–1,12 мас. %), высокими – глинозема (10,4–19,2 мас. %) и калия (до 4 мас. %), обычно умеренными содержаниями MgO (1,9–10,2 мас. %) для большинства составов, повышенная магнезиальность (12,1–15,5 мас. %) устанавливается лишь у пикробазальтов, обнаруженных в бассейне р. Самарга [Шлепкин, 1972ф, Бурьянова, 1973ф]. По химизму вулканиты принадлежат к островодужному типу и могут рассматриваться как образования тыловой части островодужной системы [Симаненко, 2005].

Мощность свиты в районе оценивается в 4000 м.

Лужкинская свита (K_1l_3) выделена в Кемской подзоне Восточной СФЗ. Стратотип свиты расположен в бассейне р. Павловка, где он имеет мощность около 1000 м. Наиболее полный разрез лужкинской свиты описан в 1969–1971 гг. А. В. Олейниковым [Олейников, 1972ф] и В. П. Коноваловым [Нижнемеловые..., 2000] в бассейне р. Самарга в районе правого притока р. Кукси, и впоследствии принят в качестве неостратотипа лужкинской свиты и лужкинского горизонта в целом [Решения III..., 1982].

Слагает ядра синклиналей или блоки среди других меловых отложений. Без видимого несогласия или следов размыва залегают на кемской свите, перекрывается резко несогласно вулканотерригенными отложениями мачтовой толщи и петрозуевской свиты или более молодыми вулканитами. Наиболее полно представлена в бассейне р. Самарга, а также небольшими выходами среди вулканитов в бассейнах рек Кабанья и Светлая. Свита сложена песчаниками различной зернистости и алевролитами, иногда с горизонтами их флишоидного переслаивания, часто с углефицированным растительным детритом. Отмечаются редкие горизонты и линзы гравелитов.

В нижней части свиты грубое чередование песчаников мелко-среднезернистых (2–25 м), алевролитов (2–7 м) и пачек тонкого переслаивания песчаников и алевролитов (3–35 м). Мощность пачки (подсвиты) до 400 м. Выше залегают песчаники от мелко- до среднезернистых с тонкими прослоями алевролитов (400 м). На них – алевролиты с редкими прослоями песчаников (400 м). В верхней части залегают песчаные алевролиты с редкими тонкими прослоями мелкозернистых песчаников (450 м) и пачками песчаников зеленовато-серых мелкозернистых (50 м). Завершает разрез пачка алевро-аргиллитов зеленовато-серых с прослоями мелкозернистых песчаников (300 м). По всему разрезу, за исключением самой верхней его части, песчаники и алевролиты содержат обильную фауну актеонеллид *Ovactaeonella dolium* (Roem.) и других гастропод, тригониид *Quadratrighonia fudsinensis* Mirrol., *Pterotrighonia pocilliformis* (Yok.), *Ussuritrigonia ussurica* Konov и др.

По простирацию соотношение долей песчаников и алевролитов постоянно меняется. На р. Самарга (руч. Прыткий) обнаружены остатки гастропод: *Craginia konovalovi* Pojarkova, *Ovactaeonella* sp., *Purpurina* sp., *Nerineopsis* sp. и двустворчатых моллюсков: *Nuculana* sp., *Acila* sp., *Plicatula* sp. indet., *Pleuromia* sp., *Brachidontes pedernalis* Roemer и др. (по заключению Э. А. Доруховской).

Отложения свиты часто содержат большое количество углефицированного растительного детрита, фрагментов стеблей и листьев растений, среди которых определены *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.), *Cladophlebis exiliformis* Oishi., *Elatides* ex gr. *curvifolia* (Dunk.), *Athrotaxites sutchanicus* Krassil., *A. ex gr. expansa* Font. emend. Berry и др. [Нижнемеловые..., 2000].

Многочисленные находки фауны моллюсков датируют свиту средним – началом позднего альба.

Общая мощность свиты – 2300 м [Нижнемеловые..., 2000].

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

АЛЬБСКИЙ–СЕНОМАНСКИЙ ЯРУСЫ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Восточная СФЗ

Озерско-Тонино-Анивская подзона. Утеснинская и горбушинская толщи объединенные (K₁₋₂ut+gr) по отдельности выделены по результатам ГДП-200 [Жаров, 2000ф] в Озерско-Тонино-Анивской подзоне.

Ранее их отложения включались в состав разных частей новиковской свиты: от нижней подсвиты до верхней. Объединение толщ обусловлено помимо общего возрастного диапазона их формирования сходным туфо-терригенным составом. Основным их отличием является присутствие в отложениях (относимых А. Э. Жаровым к утеснинской толще) черт, присущих олистостромам, которые встречаются чаще в южной части Тонино-Анивского полуострова. А. Э. Жаров описал крупнообъемные тела олистостром и тектоно-гравитационных микститов. Наряду с олистостромами А. Э. Жаров к утеснинской толще относил и разрезы без олистолитов [Жаров, 2000ф]. Присутствие в одних разрезах перемещенных объектов и их отсутствие в других можно вполне объяснить неравномерным их распределением по площади, на которой формировалась толща. В выделенном объеме объединенная толща занимает нижнемеловую и нижнюю части верхнемелового разреза Озерско-Тонино-Анивской подзоны Восточной СФЗ. Сложены данные образования туфоалевролитами, туфопесчаниками, граувакковыми песчаниками, алевролитами, пачками их переслаивания. Песчаники светло-серые массивные с подчиненными прослоями алевропелитов. Темно-серые до черных глинистые сланцы, алевролиты с линзами и будинированными прослоями песчаников и пачки флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов с прослоями гравелитов.

На северо-западе полуострова, к востоку от мыса Юнона толща сложена преимущественно слаботуфогенными разнозернистыми песчаниками с прослоями туфоалевролитов, песчаных алевролитов, псаммитовых и пелитовых туффитов.

В олистостромовых разрезах олистолиты и олистоплаки (от десятков сантиметров до 10–12 м) представлены оливиновыми толеитовыми базальтами, их туфами и гиалокластитам, миндалекаменными пестрыми субщелочными базальтами, трахитами, трахибазальтами, фрагментами яшмовых и туффитокремнистых разрезов, кварц-полевошпатовыми и фельзитовыми песчаниками. Редко встречаются глыбы лейкократовых габбро, пикробазальтов, монцодиоритов и бостонитов, оолитовых известняков. Реже отмечаются крупные фрагменты вулканогенно-кремнистых разрезов, известняков, яшм, запечатанных в алевро-псаммитовом матриксе. Контакты с матриксом четкие, неровные, с облеканием выступов алевропелитами. Устанавливается отчетливая дискордантность внутренней структуры олистолитов и вмещающих толщ. Матрикс представлен туфоалевролитами с будинированными пластами туфопесчаников, кварц-полевошпатово-яшмовых туфопесчаников, гравелитобрекчий и кремнистых песчаников. В слоистых частях фиксируется мелкая изоклиальная складчатость [Жаров, 2000ф].

Блоки и пластины объединенных толщ разобщены зонами меланжа, что затрудняет определение их истинной мощности. Мощность по наименее нарушенным разрезам достигает 1000 м [Жаров, 2000ф].

В породах толщ встречены радиолярии *Holocryptocanium barbu* Dumitrica, *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozuniak). Из алевролитов матрикса выделены радиолярии позднего альба-сеномана: *Excentropyllomma cenomana* Dumitrica, *Squinabollum fossilis* (Squinabol), *Amphipyndax stocki* (Campb. et Clark.), *Alievium helenal* Shaaf, *Archacodictyomitra apiara* (Rust), *Hemicryptocapsa conara*

Foreman, *Thanarla pulchra* (Squinabol), *Ultranapora praespinifera* Pessagno, *Conosphaera* sp., *Tritrabs* sp. (определения Н. Ю. Брагина).

На основании находок радиолярий возраст объединенных толщ принят апт-сеноманским.

Западная СФЗ

Найбинская свита ($K_{1-2}nb$) выделена В. Н. Верещагиным в 1963 г. Выходит на дневную поверхность в Западной СФЗ. С подстилающей айской свитой имеет постепенный согласный контакт. Поле выхода свиты вытянуто в меридиональном направлении от р. Дудинка на севере до бассейна р. Мал. Такой на юге. Также свита вскрыта скв. 5 на Долинской площади (№ 21, БД). В виде отдельных блоков найбинская свита распространена в бассейнах рек Меря и Комиссаровка.

Разрез свиты по р. Найба является стратотипическим и входит в состав опорного разреза меловых отложений Сахалина [Опорный, 1987]. В Найбинском разрезе свита залегает моноклинально с крутым ($55-60^\circ$) западным падением. В целом для свиты характерно чередование пачек песчаников и алевролитов с редкими прослоями конгломератов.

Нижняя часть свиты представлена преимущественно песчаниками различной зернистости – от мелкозернистых до крупнозернистых, крепких, массивных, мощностью от 10 до 20 м, чередующимися с алевролитами и аргиллитами. В разрезе присутствуют сферические карбонатные конкреции до 0,1 м в поперечнике, рассеянная мелкая галька эффузивов. Выше разрез становится более тонким и представлен уже преимущественно алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников, часто образующих тонкое переслаивание. Песчаники образуют слои от первых сантиметров до 17 м, имеют светло-серую и серую окраску, обычно слоистые, редко массивные, от тонкозернистых глинистых до крупнозернистых. Сортировка обломочного материала в наиболее грубых разностях практически отсутствует. Мелко- и тонкозернистые разности обнаруживают упорядоченную градиционную слоистость. Песчаники сложены (%): зернами плагиоклазов (20–25), калиевых полевых шпатов (25–30), кварца (5–10), обломками основных эффузивов, редко кислых (25–30), вулканического стекла (5–10), кремнистых и осадочных пород (10–20). Редко встречаются зерна глауконита. Цемент глинисто-хлоритовый, карбонатный, карбонатно-глинистый.

Алевролиты и аргиллиты обычно темно-серого цвета с тонкой параллельной и линзовидной слоистостью. Сортировка материала средняя, реже хорошая. Состав алевролитового обломочного материала (%): кварц (35–50), полевые шпаты (10–20), эффузивы основного, реже кислого и среднего составов (10–25), кремнистые породы (10–20). В незначительном объеме присутствуют обломки основного вулканического стекла, зерна глауконита, остатки радиолярий. Цемент базального типа, гидрослюдисто-глинистый, хлоритовый, редко карбонатно-глинистый.

Верхняя часть свиты сложена преимущественно песчаниками различной зернистости, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами темно-серыми слоистыми за счет присутствия прослоев крупного алевролитового ма-

териала, отмечаются единичные пласты до 1 м псаммитовых туфов и конгломератов, прослой гравелитов. Встречаются не крупные карбонатные конкреции. Песчаники, гравелиты и конгломераты состоят из обломков (45–60% объема породы) эффузивов основного, реже кислого состава и кремнистых пород. Полевые шпаты и кварц занимают не более 30% объема обломочной части.

Из палеонтологических находок в низах разреза следует выделить *Inoceramus dunveganensis aiensis*, *Inoceramus anglicus*, *I. sp.* (*I. ex gr. anglicus*), *Parvamussium* aff. *kimurai* Hayami, ядра аммонитов *Cleoniceras(?) sp.* – индикатора альба в мире, *Parajaubertella cf. kawakitana* Mat. и *Neogastrolites(?) sp.* Комплекс радиолярий *Crolanium cuneatus* [Опорный, 1987].

Находки *Inoceramus dunveganensis aiensis*, а, главное *Cleoniceras(?) sp.* позволяют отнести нижнюю часть свиты к альбу [Опорный, 1987]. Возраст верхней части разреза на основании многочисленных остатков иноцерамов, аммонитов, радиолярий и фораминифер принят сеноманским [Опорный, 1987].

Общая мощность свиты в Найбинском разрезе – до 1200 м.

В бассейне р. Мерея найбинская свита представлена чередованием алевролитов (до 0,8 м), аргиллитов (1–15 м) и кремнистых аргиллитов (до 5 м), песчаников (0,5–10 м), туффитов и туфов андезитов и дациандезитов (до 1,5 м). Нижняя граница не установлена [Жаров, 2000ф].

В скв. 5 Долинской площади к найбинской свите отнесен разрез, начинающийся с глубины 1300 м. В нем до глубины 1770 м вскрываются переслаивающиеся песчаники и алевролиты, в которых выделен комплекс фораминифер, представленный следующими видами: *Bathysiphon alexanderi* Cushman, *Glomospira charoides* (Parker et Jones), *Haplophragmoides obesus* Takayanagi. По заключению Т. В. Туренко, сходный комплекс фораминифер содержится в нижней части побединской свиты альб(?)–сеноманского возраста [Воронин, 2012ф]. По литологическим признакам, до глубины 2452 м разрез можно сопоставлять с нижней частью найбинской свиты. А. Э. Жаров относит эту часть разреза к нерасчлененным айской и набильской свитам [Жаров, 2000ф].

Сихотэ-Алинская СФО

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Северо-Сихотэ-Алинская подзона. Мачтовая толща ($K_{1-2}m\dot{c}$) выделена в бассейне р. Мачтовая А. Ф. Васькиным и др. (2009 г.). В бассейне среднего течения р. Самарга обнажается в районе впадения ее притоков – Сабу, Иссими, Кукси. Залегает сравнительно полого, со структурным несогласием налегающая на нижележащие образования и с разрывом перекрывается синанчинской свитой. Толща представлена конгломератами, песчаниками, их туфогенными разностями, алевролитами, андезитами и их туфами, аргиллитами, риолитами и их туфами, соотношение которых быстро меняется по простиранию.

На левобережье р. Кукси по руч. Верх. Ельник базальный горизонт (490 м) представлен песчаниками от мелко- до грубозернистых, содержащих прослой и линзы гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. В верхней части

слоя появляются отдельные маломощные (0,1–0,2 м) прослои песчаных туфоалевролитов с углефицированным растительным детритом. Выше залегают туфопесчаники тонкозернистые, тонкослоистые серые существенно кварцевые и туфы кислые пепловые, кремнистые, перемытые с прослоями тефроидов (туффитов) алевро-псаммитовых и черных туфоалевролитов (89 м). Выше следуют туфы риолитов голубоватые, зеленоватые кристаллолитокластические псефитово-псаммитовые (перемытый гиалокластит) с прослоями алевритовых туфов риолитов (46 м). Завершают разрез игниспумиты и туфолавы плагиориолита зеленовато-серые полосчатые (14 м). Мощность толщи здесь – 639 м.

В верхнем течении р. Кукси (руч. Налиамиаунгани) свита с резким угловым несогласием залегают на подстилающих стратонах. Нижняя часть ее представлена ритмичной пачкой мощностью 240 м, состоящей из семи ритмов. В основании каждого ритма конгломераты, постепенно сменяющиеся градационно слоистыми песчаниками, верхние части ритмов сложены туфоалевролитами, туффитами. Мощность ритмов закономерно уменьшается вверх по разрезу с 70 до 15 м. В разрезе отдельных ритмов присутствуют лавы и туфы основного и кислого составов [Олейников, 1972ф].

По левому борту р. Самарга, ниже устья р. Сабу обнажен фрагмент разреза средней части толщи мощностью около 45 м. В основании видимой части разреза залегают ритмичнослоистые алевролиты и аргиллиты (5 м), которые сменяются пачкой тонкого чередования песчаников и алевролитов с постепенным переходом в кровле в алевролиты и аргиллиты (10 м). Из этого слоя известен «сабуинский» комплекс листовой флоры и фауна пресноводных моллюсков. Выше залегают песчаники среднезернистые с конкрециями известковистых песчаников, переходящие в чередование пластов градационно-слоистых тонко-мелкозернистых песчаников мощностью 0,5–0,8 м. Завершают разрез здесь туфоалевролиты и туфоаргиллиты серые, голубовато-серые, зеленоватые, иногда с красноватым оттенком в верхней части разреза, содержащие маломощные прослои тонких псаммитовых туффитов, редкие линзы туфогравелитов и гравелистых песчаников. В основании слоя туфоалевролиты насыщены мелкими желваками (до 5–10 см) мергелей и пелитоморфных известняков (более 13 м).

Подобный характер напластования на левобережье р. Самарга сохраняется и выше по разрезу. В междуречье Сабу–Иссими установлены переслаивающиеся песчаники (преобладают) и туфопесчаники мелко- и среднезернистые, иногда гравелистые, обычно слоистые зеленоватой окраски (9–42 м) и алевролиты темно-серые и черные слоистые с маломощными прослоями песчаников (5–65 м), примерно в равном соотношении.

Описанные на левобережье р. Самарга фрагменты разреза представляют собой, видимо, верхние части макроритмов, основанием которых, судя по элювиально-делювиальным развалам и разрозненным коренным выходам, служат пачки крупногалечниковых конгломератов.

Среди песчаников преобладают кварц-полевошпат-граувакковые разновидности, реже встречаются аркозы. В песчаниках установлена примесь туфогенных кварца и полевых шпатов, а также обломки гиалобазальтов и кислых вулканитов. В средне-грубозернистых разновидностях содержатся гравий и галька кремней.

Сабуинский комплекс флоры, в составе которого установлены *Cladophlebis frigida* (Heer) Seward, *Gleichenites* sp., *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward, *Platanus cuneifolia* (Bronn.) Vachr., *P. embicola* Vachr., *P. olejnicovii* Nevolina, *Credneria* sp., *Araliaephyllum* sp. и др., по мнению С. И. Неволной, позволяет датировать отложения толщи сеноманом [Красилов и др., 1981; Коновалова, Неволina, 1994ф]. На соседнем с севера листе М-54 находки в разрезе мачтовой толщи остатков *Inoceramus* cf. *amakusensis* Nag. et Mat. на правом берегу р. Амур близ устья р. Туганина подтверждают ее альб-сеноманский возраст.

По результатам SHRIMP U-Pb исследований цирконов возраст кислых вулканитов толщи – $110 \pm 0,9$ млн лет (прил. 11).

По совокупности данных возраст толщи – поздний альб-сеноман.

Мощность мачтовой толщи достигает 1600 м.

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Южно-Сихотэ-Алинская подзона

Петрозуевская свита ($K_{1-2}pz$) выделена Н. С. Подгорной (1956 г.) в основании стратифицированных образований Южно-Сихотэ-Алинской подзоны и является возрастным аналогом мачтовой толщи. Стратотипическая местность находится в бассейне р. Арзамазовка (руч. Падь Петрозуевская). Распространена свита сравнительно нешироко, обнажаясь преимущественно в междуречье Венюковка–Кабанья, где ранее выделялась под названием «бурматовская толща», и на четырех небольших площадях в бассейне р. Светлая. Несогласно залегает на образованиях кемской и лужкинской свит, несогласно перекрыта вулканитами позднего мела – неогена.

Это типично молассоидные отложения. Свита представлена конгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, туфами кислого и среднего составов, линзами известняков, андезитами. Отличается пестротой литофаций в разрезе и невыдержанностью их по простиранию.

Анализ частных разрезов (обычно неполных) позволяет установить достаточно отчетливое двучленное строение свиты.

В междуречье Венюковка–Кабанья в разрезе свиты первая пачка (200–250 м) сложена преимущественно грубообломочными осадочными породами, пачками переслаивания песчаников и алевролитов, в разной степени перемытыми туфами среднего и кислого составов с сокращением доли мелкообломочных пород вверх по разрезу. Во второй пачке преобладают грубообломочные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканокластические породы (450–600 м). Туфы среднего и умереннокислого составов образуют здесь мощные горизонты в десятки метров. В целом образования свиты залегают здесь в виде деформированных покровов с наклоном на юго-восток. Вверх по разрезу увеличивается количество вулканитов.

Южнее (реки Плитняковая, Светлая) двучленный характер отложений свиты сохраняется, нижняя часть – существенно терригенная с преобладанием глинистых пород с базальными конгломератами в основании (200 м), верхняя – эффузивно-осадочная (до 600 м). В средней части отмечаются ан-

дезиты, слагающие маломощные, невыдержанные по простиранию потоки. Породы смяты в пологие складки северо-западного и субширотного простираний.

Общими отличительными особенностями пород, слагающих свиту, являются: внешний облик – грязно-зеленый, зеленовато-серый, зеленовато-бурый или коричневатобурый цвет, слабая степень цементации, часто плохая окатанность псаммитового обломочного материала, значительная часть которого представлена кислыми и средними вулканитами, постоянное присутствие пеплового материала. В составе свиты в качестве постоянного члена разреза присутствуют псаммитовые и алевритовые туфы кислого состава.

Составы большинства вулканических пород отвечают средним и основным вулканитам известково-щелочной серии с переменной щелочностью.

Мощность свиты в целом – 800 м.

Возраст свиты считается позднеальбским–сеноманским по флоре: *Onychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb.) Ward, *Platanus cuneifolia* (Bronn.) Vachr. и др.

На правобережье р. Плитняковая найдены фаунистические остатки пресноводных гастропод и пелеципод [Амельченко, 1980ф]. В междуречье Венюковка–Кабанья из верхней части разреза выделены спорово-пыльцевые комплексы, по заключению В. С. Маркевич, – позднего альба [Олейников, 1979ф; Маркевич, 1995]. В составе комплексов доминируют споры *Cyathidites mirror*, *C. australis*; голосеменные представлены пыльцой *Ginkgocodyphytus*, *Classopolites* и до 8–10% занимает пыльца покрытосеменных.

По составу этого комплекса и с учетом находок на прилегающих листах свита относится к позднему альбу – сеноману.

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Восточно-Татарская СФЗ

Нижнемонеронский базальтовый вулканический комплекс. Нижнемонеронская толща (K_1-2nm) вскрыта на о. Монерон скв. Монеронская-1 (№ 9, ГК) в инт. 1433–4215 м. Нижняя граница не вскрыта. Толща сложена агломератовыми гидроэксплозивными туфами базальтов с высоким содержанием окиси титана, с подчиненными прослоями гидроэксплозивных туффитов metabазальтов и туфопесчаников, миндалекаменными афировыми базальтами и metabазальтами. Базальты черные с порфировой структурой, структура основной массы гиалиновая (занимает 45–50 % объема породы). В порфировых выделениях плагиоклаз-битовнит (до 35 %), клинопироксен (до 15 %). По основной массе развиты гидрохлорит и селадонит, присутствуют рассеянные рудные минералы.

Плотность пород вулканического комплекса, определенная по образцам из керна Монеронской скважины, колеблется в пределах 2,66–2,88 см³.

Мощность толщи – более 2700 м.

Возраст толщи определен на основании перекрытия его палеонтологически охарактеризованной (радиоляриями и палинологическими спектрами) альб-сеноманской среднемонеронской толщей. Радиологические датировки

гидроэксплозивных туфов и базальтов вулканического комплекса дают ориентировочный ранне-поздне меловой возраст на основании единичных измерений цирконов U-Pb методом и K-Ar и Ar-Ar определений. По совокупности данных принят ранне-поздне меловой возраст нижнемонеронского комплекса. Субвулканические образования нижнемонеронской толщи описаны в гл. «Магматизм», там же приведены результаты радиологических датировок.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Нерасчлененные поздне меловые образования (K_2) представлены алевролитами, песчаниками, туффитами, туфами, туфопесчаниками, аргиллитами, кремнистыми аргиллитами, содержащими карбонатные конкреции, туфобрекчии (показаны только на разрезе).

СЕНОМАНСКИЙ–ТУРОНСКИЙ ЯРУСЫ

Сихотэ-Алинская СФО

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Северо-Сихотэ-Алинская подзона. *Синанчинский комплекс андезитовый* объединяет одноименную свиту и субвулканические образования.

Синанчинская свита (K_2sn) выделена С. А. Салуном (1946–1949 гг.) в бассейне р. Джигитовка. На изученной территории распространена в тех же районах, что и мачтовая толща, тесно связана с ней пространственно, образуя обширные поля преимущественно в бассейнах левых притоков р. Самарга: Маи (Мои, Муи), Сабу, Иссими. Граница между ними проводится по массовому появлению в разрезе средних вулканитов. Строение свиты однотипное. При чрезвычайно пестром составе слагающих свиту пород и значительной фациальной изменчивости повсеместно в разрезах устанавливается преобладание разнообразных вулканокластических пород. В меньшем количестве присутствуют лавы андезитов и горизонты вулканогенно-осадочных пород. Сложена свита андезитами, их туфами, андезибазальтами, реже дацитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками.

На правобережье р. Сабу в основании свиты залегают туфоконгломераты валунистые мощностью около 60 м, петрофонд галек в которых на 70–90 % представлен андезитами и их туфами. Выше залегают мелкообломочные туфы андезитов зеленоватые, красноватые, сменяющиеся пачкой переслаивания туффитов, туфоалевролитов и псаммитовых туфов андезитов мощностью более 80 м. Венчают разрез лавы андезитов [Пушин, 1973ф].

В других местах своего распространения в бассейне р. Самарга синанчинская свита сложена частым переслаиванием горизонтов агломератовых, лапиллиевых и гравийных туфов андезитов и лав андезитов с грубообломочными отложениями лахаров. Вулканогенно-осадочные породы отмечаются редко. Преимущественно распространены туфы. В бассейне р. Иссими (р. Чунгуту) в дорожных выемках, предположительно, обнажаются верхние части разреза свиты, которая здесь имеет отчетливое двучленное строение. В основа-

нии разреза здесь – мощная толща грубообломочных пород сложена агломератовыми, лапиллиевыми и псефитовыми разностями туфов андезитов, которые обычно имеют красновато-серые, лиловые, серые оттенки. Среди них маломощные потоки афировых тонкоплитчатых андезибазальтов черного цвета. В южном направлении сменяются толщей тонко-мелкообломочных пород, для которых характерна красноцветная окраска разных оттенков. Среди них алевритовые и псаммитовые туфы андезитов, туфоалевролиты, редкие туфопесчаники. Перекрыты покровом базальтов кизинской свиты. Мощность свиты здесь – 400–500 м.

Андезиты преимущественно порфировые, афировые разности редки, по составу вкрапленников – плагиоклазовые, роговообманковые. Местами наблюдаются пироксеновые андезиты. Мощность отдельных потоков – от первых метров до 10–14 м.

Особое место занимает покров горы Вуэлля-Кемани, закартированный в междуречье Кукси–Бол. Сохатка на правом берегу р. Самарга. Покров имеет подковообразную форму, разомкнутую на севере, в центральной части его локализован штوك гранитов баппинского комплекса с инъекциями во вмещающие породы. Сложен покров преимущественно лавами, пирокластические фации распространены незначительно. По мнению В. В. Сигова, толща вулканитов сложена двумя покровами с различными магнитными свойствами, разделенными во время формирования [Сигов, 1972ф]. В пользу этого может свидетельствовать то, что на северо-восточном фланге структуры выявлены туфы трахиандезибазальтов кузнецовской свиты. По петрохимическим особенностям породы свиты в бассейне р. Самарга характеризуются сочетанием низкощелочных натриевых андезитов, калиевых трахиандезитов, толеитовых базальтов и андезибазальтов, дацитов.

Общая мощность свиты в районе – 800 м.

Возраст свиты и комплекса в целом по стратиграфическому положению условно принят как сеноманский.

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Восточно-Татарская СФЗ

Среднемонеронская толща (K_2smn) вскрыта на о. Монерон скв. Монеронская-1 (№ 9, ГК) до глубины 1433 м. Представлена неравномерным переслаиванием туфопесчаников, туфоалевролитов, вулканомиктовых песчаников, алевролитов, псаммитовых и алевролитовых туффитов разного состава, туфогравелитов, гидроэксплозивных туффитов базальтов. В туффитах обломки эффузивов – андезиты, базальты (70 %), кристаллы кислого и среднего плагиоклаза (20 %), пироксенов (5 %), единичные зерна кварца. Связующая масса представлена гидроэксплозивным палагонитизированным материалом. В песчаниках – обломки плагиоклазов, редко кварца, вулканического стекла, цементом служит гидрослюдистая пелитовая масса. Из вторичных минералов отмечаются карбонат, пирит, опал, цеолит, гидрохлорит, развитый часто по трещинам. Плотность пород верхнего мела, определенная по

образцам из керна Монеронской скважины, колеблется в пределах 2,21–2,56 г/см³, а доверхнемеловых – в пределах 2,66–2,88 см³.

Мощность толщи – до 1500 м.

В инт. 341–812 м определены верхнемеловые радиолярии [Пискунов, 1976], в инт. 502–507 м средне-верхнесеноманский комплекс радиолярий: *Cavaspongia helice* O'Dogherty-UA 17–18; *Ultranapora* sp.; *Sethocapsa* sp.; *Diacanthocapsa* sp.; *Stichomitra* sp.; *Paronaella* sp. И субсферические *Spumellaria*. В инт. 1064–1068 м обнаружены альб-сеноманские радиолярии *Dorypyle? anisa* (Foreman) (UA 14–15), *Torculum* sp. cf. *T. Coronatum* (Squinabol) – (UA 10-8); инт. 1097–1102 м – *Stichocapsa* sp.; а также трех- и четырехлучевые *Hagiastriidae* (UA 13–14) в инт. 1309–1314 м: *Cavaspongia* sp. cf.; *C. cylindrica* O'Dogherty; *Stichocapsa* sp.; *Ultranapora* sp.; *Paronaella* sp.; а также фрагменты многосегментных *Nassellaria* и субсферических и дисковидных *Spumellaria* – (UA 12–13).

СЕНОМАНСКИЙ–КАМПАНСКИЙ ЯРУСЫ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Западная СФЗ

Быковская свита (K_2bk) занимает центральную часть выхода меловых пород в северной части изученной территории и выходит на поверхность на Крильонском поднятии, вскрыта скважинами в ядрах некоторых антиклинальных структур. Свита обнажается в береговом обрыве залива Анива у пос. Пригородное. Стратотип свиты расположен в бассейне р. Найба. Сложена массивными и неяснослоистыми алевролитами и аргиллитами, среди которых присутствуют тонкие прослой песчаников и туфов, а также разнообразные по форме и размеру известковисто-глинистые конкреции. Состав свиты выдержан. По литологическим признакам она расчленяется на три подсвиты [Опорный, 1987].

Нижняя подсвита (K_2bk_1) распространена только в северной части территории (реки Найба, Фирсовка, Мал. Такой, Шадринка). На подстилающей найбинской свите залегает согласно. Представлена темно-серыми и серыми алевролитами с прослоями (1–10 см) мелкозернистых песчаников и рыхлых псаммитовых туфов. Отмечаются пачки (60–160 м) переслаивания (0,5–10 м) алевролитов и серых и зеленовато-серых среднезернистых песчаников, прослой (0,5–8,0 м) темно-серых аргиллитов. Присутствуют прослой (до 2 м) «мусорных» крупнозернистых алевролитов, насыщенных растительным детритом. Мощность в бассейне р. Найба составляет 1000 м. В бассейне р. Мал. Такой она не превышает 950 м.

В нижнебыковских отложениях обнаружены многочисленные остатки иноцерамов, аммонитов и радиолярий [Опорный, 1987], по которым возраст отложений установлен сеноманским–туронским.

Средняя подсвита (K_2bk_2) слагает полосу моноклинально залегающих пород от северной рамки листа до широты пос. Старорусское. Распространена также в междуречье Горбуша–Кузнецовка на п-ове Крильонский.

В опорном разрезе сложена алевролитами темно-серыми массивными и параллельнослоистыми, иногда волнистослоистыми, аргиллитами с известковисто-глинистыми прослоями, с прослоями до 0,2 м песчаников и до 0,05 м псаммитовых туфов дациандезитов. Присутствуют конкреции с остатками аммонитов и иноцерамов. В верхней части количество прослоев из песчаников сокращается. Общая мощность подсветы в районе р. Найба – р. Мал. Такой достигает 640 м.

По р. Виндис с притоками и рекам Рифлянка и Горбуша подсвета также представлена мелко- и крупнозернистыми алевролитами, аргиллитами с редкими прослоями (до 1 м) мелкозернистых песчаников. В кровле подсветы выделяется пласт, сложенный мелко- и среднезернистыми песчаниками и прослоями тонкого (0,2–0,5 м) чередования песчаников и алевролитов. Пласт не выдержан по латерали. По р. Виндис он имеет мощность 30 м. Вскрытая мощность подсветы, учитывая данные незавершенной строительством и ликвидированной параметрической скважины в своде Кузнецовской структуры, составляет более 880 м.

Возраст подсветы по комплексу остатков иноцерамов, аммонитов, фораминифер и радиолярий [Опорный, 1987; Жаров, 2000ф] устанавливается в инт. поздний турон – коньяк.

Верхняя подсвета (K_2bk_3) в стратотипическом разрезе сложена алевролитами и аргиллитами и горизонтами их тонкого взаимного чередования. Присутствуют тонкие (до 3 см) прослои светло-серых мелкозернистых песчаников и псаммоалевритовых туфов андезитов и дациандезитов, многочисленные карбонатные конкреции, содержащие остатки разнообразной фауны, и многослойные прослои мергелей мощностью до 0,2 м. В средней части разреза тонкое переслаивание (0,1–0,5 м) алевролитов и песчаников мелко- и среднезернистых. Верхняя часть разреза сложена однообразными темно-серыми мелкозернистыми и крупнозернистыми алевролитами с редкими тонкими (до 0,15 м) прослоями серых мелкозернистых песчаников. Общая мощность подсветы в бассейне р. Найба составляет 600 м.

На востоке п-ова Крильонский вскрыты только верхние части подсветы. Представлены они алевролитами и аргиллитами с тонкими прослоями песчаников. На западе полуострова, по рекам Горбуша, Рифлянка, Виндис и Кузнецовка с севера на юг отмечается увеличение мощности от 600 до 1100 м. Встречаются округлые карбонатные конкреции с остатками иноцерамов, аммонитов, ядер пелеципод *Inoceramus patootensis angustus* Beyeburg, *Texanites kawasaki* Kawada, которыми подтверждается сантонский возраст верхней подсветы.

Литолого-петрографические особенности пород подсветит близки. По вещественному составу псаммитовых пород выделяются олигомиктовые и вулканомиктовые разности. Среди олигомиктовых преобладают кварцево-полевошпатовые песчаники, характеризующиеся преобладанием в составе обломочного материала полевых шпатов (до 70 %) и кварца (10–15 %). Остальная часть представлена эффузивами (10 %), биотитом, хлоритом и рудными минералами (5–10 %). Цемент контактового типа, карбонатно-глинистого состава. В обломочной части вулканомиктовых песчаников преобладают слабоокатанные обломки андезитов – 50–60 %. Содержание зерен кварца и поле-

вых шпатов не превышает 15 % объема. Цемент (также до 15 % объема) контактово-поровый, глинисто-карбонатного состава. Алевролиты по составу обломочной части, типу и составу цемента близки к описанным песчаникам. [Жаров, 2000ф].

Возраст свиты, по остаткам иноцерамов и аммонитов, сантонский–раннекампанский.

Быковская свита нерасчлененная (K_2bk), выходящая на дневную поверхность на побережье Анивского залива, в бассейне р. Комиссаровка и в береговом обрыве на мысе Тунайча у пос. Охотское, по своему литологическому составу не отличается от быковских отложений стратотипического района и п-ова Крильонский. Можно отметить заметную тектонизированность отложений, выражающуюся в обилии зеркал скольжения и трещин, залеченных карбонатно-кварцевым материалом [Гордин, 2000ф].

Отнесение этого разреза к быковской свите обосновывается находками иноцерамов и аммонитов: *Inoceramus* ex gr. *naumanni* Yok., *I. Yabei* Nag. et Mat., *Gaudryceras tenuiliratum* Yabe, *Hypophylloceras velledai* Mich., *Polypthyroceras pseudogaultium* Yok., *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) sp., *Anagaudryceras sacya* Forbes [Геология СССР, 1970].

Мощность нерасчлененной свиты достигает 2500 м.

Сихотэ-Алинская СФО

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Приморский комплекс риолитовый в составе приморской серии и крупных субвулканических массивов слагает большую часть вулканогена в Северо-Сихотэ-Алинской и Южно-Сихотэ-Алинской подзонах Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ. Преимущественно к югу от мыса Туманный, где в виде широкой полосы северо-восточного направления трассируется вдоль побережья Татарского пролива. В бассейне р. Иссими известны два небольших покрова, с размывом залегающих на синанчинской свите. Разрезы комплекса имеют однотипное строение и очень близкий литологический состав слагающих пород в обеих подзонах и рассматриваются вместе.

Приморская серия (K_2pr) была выделена Г. П. Воларовичем (1936 г.) под названием свиты ольгинских кварцевых порфиров. Выполняет крупные вулкано-тектонические линейные депрессии, образованные в результате погружения отдельных блоков складчатого фундамента. Залегает резко несогласно на раннемеловых и более древних отложениях и с размывом на породах петрозеевской (Южно-Сихотэ-Алинская подзона) и синанчинской (Северо-Сихотэ-Алинская подзона) свит. В составе серии преобладают риодацитовые и риолитовые пирокластические образования, значительно реже встречаются вулканиты дацитового состава, а среднего состава – в единичных случаях.

В Коинской вулканоструктуре (р. Самарга) преимущественным распространением пользуются разнообразные туфы риолитов. В подчиненном количестве присутствуют спекшиеся и игнимбритоподобные разности с горизонтами лав. В основании обычно преобладают грубообломочные фации.

Разрез серии в среднем течении р. Самарга имеет трехчленное строение. Здесь на левобережье вблизи палеоцентров извержения в разрезе нижние и верхние части серии сложены туфолавами риодацитов и дацитов, в средней части разреза преобладают лапиллиевые и агломератовые туфы риодацитов. На удалении от центров извержений в разрезах начинают преобладать псаммитовые и алевритовые туфы риодацитов, и риолитов, содержащие линзы вулканогенно-осадочных пород.

В низовьях р. Самарга низы разреза сложены сваренными туфами и игнимбритами риолитов с горизонтами грубообломочных туфов, в средней и верхней частях толщи преобладают псаммитовые и гравийные сваренные туфы и игнимбриты риодацитов.

В верхнем течении р. Единка в основании разреза появляются пестро окрашенные крупнообломочные, вплоть до глыбовых ксенотуфы риолитов и риодацитов мощностью 252–300 м, исчезающие в восточном направлении. Вверх по разрезу сменяются в разной степени спекшимися туфами гравийной и псаммитовой размерности риолитов и риодацитов, реже дацитов. Средняя часть разреза сложена преимущественно пелитовыми, алевритовыми и псаммитовыми туфами с прослоями туффитов различной зернистости с флороносными слоями. Завершают разрез сваренные туфы и игнимбриты риодацитов и дацитов.

В бассейне рек Кабанья и Кюма в основании разреза залегает мощная пачка игнимбритов риолитов с линзами туфов и туффитов, в средней части – грубообломочные туфы риодацитов и дацитов с участием горизонтов конглобрекчий. Верхняя часть разрезов сложена преимущественно игнимбритами риодацитов.

Южнее широты мыса Гиляк приморская серия обнажена в разрозненных ареалах в эрозионных окнах среди более молодых вулканитов и имеет сравнительно простое строение. Сложена преимущественно псаммитовыми и гравийными сваренными туфами риолитов.

Мощность образований приморской серии оценивается в 1000 м.

Находки растительных отпечатков в верхнем течении р. Единка, по мнению С. И. Неволиной, позволяют рассматривать возраст вмещающих отложений в пределах турон – ранний коньяк [Неволина, 1992ф]. По результатам SHRIMP U-Pb исследований цирконов из экструзивных риолитов возраст комплекса составляет $79,3 \pm 1,1$ – $72,6 \pm 0,7$ млн лет.

По совокупности данных возраст комплекса – турон–кампан.

ТУРОНСКИЙ–МАСТРИХСКИЙ ЯРУСЫ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Восточная СФЗ

Озерско-Тонино-Анивская подзона. Евстафьевская свита (K_2eV) распространена в центральной и юго-восточной частях Тонино-Анивского п-ова [Жаров, 2000ф]. Представлена алевролитами, песчанистыми алевролитами с мергелистыми конкрециями, кремнистыми алевролитами, песчани-

ками, туфопесчаниками, флишоидным переслаиванием песчаников и алевролитов. Границы с другими стратифицированными подразделениями тектонические.

Послойные стратотипические разрезы свиты изучены только вдоль охотоморского побережья полуострова от мыса Менапуцу на севере до мыса Евстафия на юге.

Между мысами Менапуцу и Левенорна с юга на север вскрываются (снизу вверх) [Жаров, 2000ф]:

Алевропелиты черные, линзовидно-сланцеватые с прослоями и будинами мелкозернистых песчаников. Мощность	100 м
Флишоидное переслаивание темно-серых песчаников и песчаных алевролитов, чередующееся с черными алевролитами с редкими прослоями кремнистых песчаников. Песчаники выжаты в замки складок. Мощность	200 м
Переслаивание песчаников, алевролитов с прослоями песчаных алевролитов (до 3 м) и линзами (1,5 × 2,5 м) серых граувакковых песчаников. Алевролиты содержат крупные (до 1 м) караваяобразные конкреции мергелей. Мощность	575 м
Чередование темно-серых мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов и черных алевропелитов, чередующихся с песчаными алевролитами и линзовидными будинированными прослоями песчаников. Мощность	250 м
Линзовидно-сланцевые алевропелиты с редкими известково-кремнистыми конкрециями и будинами серых слоистых среднезернистых песчаников. Мощность	575 м
Тонкое линзовидное переслаивание песчаников и алевролитов с пачками (20–30 м) песчаных алевролитов с линзами песчаников. Мощность	250 м

В районе мыса Нахимова свита представлена чередованием (20–50 м) песчаных алевролитов с прослоями кремнистых песчаников и конкрециями (0,5 × 1 м) черных песчаных мергелей, кремнистых песчаников, переслаивающихся с черными алевролитами, и зеленовато-бурых алевролитовых туфопесчаников.

Суммарная мощность свиты (от мыса Менапуцы до мыса Нахимова) – 2600 м [Жаров, 2000ф].

Сопоставимый по составу и строению кремнисто-терригенный разрез нижней части свиты вскрывается на водоразделе рек Евстафиевка–Новая. В бассейне р. Монетка фрагментарно обнажаются черные кремнистые аргиллиты и «мусорные» алевролиты с линзами черных кремней, фтанитов и линзовидными прослоями темно-серых сливных песчаников. В бассейне р. Островка они сменяются «мусорными» туфоалевролитами с линзами туфопесчаников, пудинговых вулканомиктовых песчаников, редкими прослоями бурых туфокремнистых пород, редко алевролитов с мергелистыми конкрециями, содержащими фрагменты призматических слоев и остатки радиально-ребристых иноцерамов. Из туфоалевролитов выделены радиоларии кампана–маастрихта: *Cyrtocalpis digitiformis* Tan, *Amphipyndax stocki* (Campbelet Clark), *Dictyomitra* ex gr. *multicostata* Zittel, *Lithocampe* cf. *eureia* Foreman.

Песчаники малокварцевые, низкощелочнополевошпатовые, кисло-среднеплагиоклазовые с преобладанием среднекислой пирокластик. Редко отмечаются кварцево-яшмовые разности.

По единичным находкам фауны возраст свиты принимается позднемеловым.

Сихотэ-Алинская СФО

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Самаргинский комплекс дацит-андезитовый выделен в Северо-Сихотэ-Алинской и Южно-Сихотэ-Алинской подзонах и образован покровными и субвулканическими фациями. Комплекс в обеих подзонах имеет однотипное строение разрезов и очень близкий литологический состав слагающих пород и рассматривается совместно.

Самаргинская свита (K_2sm) слагает изолированные вулканические поля на восточных склонах Сихотэ-Алиня на широте между мысом Гиляк и мысом Крестовоздвиженский. В большинстве случаев свита залегает на образованиях приморского комплекса, перекрывается кислыми вулканитами богпольской свиты или более молодыми образованиями. Стратотипом свиты считается описанный В. В. Ярмолюком (1946 г.) разрез у мыса Золотой, ныне сопоставляемый с нижней частью разреза, включая базальные горизонты. Более высокие уровни разреза изучены А. В. Олейниковым в бассейне нижнего течения рек Самарга, Жёлтая и предложены в качестве гипостратотипов, охарактеризованных растительными остатками [Олейников, 1985]. Свита сложена андезитами, андезибазальтами, дацитами, туфами среднего состава, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами.

В бассейне р. Самарга самаргинская свита в обобщенном виде имеет двучленное строение: нижняя часть – молассовая (до 700 м), верхняя – лавово-пирокластическая (до 450 м), граница между которыми большей частью условна. Разрез у мыса Золотой начинается полого залегающей ритмично построенной пачкой общей мощностью 350 м при мощности отдельных ритмов 30–70 м. Основной объем ритмов приходится на туфоконгломераты с галькой гранитоидов, кислых и средних эффузивов. Маломощные верхние части ритмов сложены псаммитовыми, пелитовыми орто- и паратуффитами. Выше широко развиты туфоконгломераты, туфопесчаники, грубообломочные туфы андезитов, часто перемытые. В отдельных разрезах присутствуют туфы дацитов и риодацитов.

В верхней части разреза преобладают лавы и туфы андезитов, андезибазальтов.

В бассейне рек Венюковка и Кабанья мощность свиты возрастает при сохранении особенностей ее строения. В основании залегает мощная (до 315 м) пачка вулканитов, среди которых преобладают пироксен-плагиоклазовые андезиты и андезибазальты и их туфы. Реже наблюдаются пласты и линзы туфов кислого состава, различных вулканогенно-осадочных пород. Выше залегает пачка сложночередующихся андезитов, андезибазальтов, их туфов и гиалокластитов, пепловых туфов риолитов, игнимбритов и туфов дацитов, туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов (300 м). Венчает разрез пачка, сложенная кластолавами дацитов, флюидальными андезитами, игнимбритами риодацитов с редкими прослоями туффитов и пепловых туфов кислого состава (450 м). Вверх по разрезу наблюдается постепенное раскисление общего состава пород, уменьшение роли андезитов и увеличение дацитов. Мощность свиты в целом по району – 1200 м.

Палеофлористические комплексы многочисленны, представительны и надежно привязаны к разрезу. Маастрихтский возраст свиты определяется флорой *Platanus williamsii* Bell., *Credneria truncatodenticulata* Bell., *Viburnum amurense* Kryshht., *Lybocedrus catenulata* Bell., *Grewiopsis orientalis* Kryshht. и др.

На дискриминационных диаграммах породы комплекса охватывают поля от базальтов до риодацитов с переменной щелочностью, образуют гомодромную серию с натриевым уклоном.

Сияновский комплекс риолит-дацитовый представлен одноименной свитой в Южно-Сихотэ-Алинской подзоне. На изученной территории имеет ограниченное распространение к югу от р. Светлая до устья р. Соболевка.

Сияновская свита (K_2snv) является возрастным аналогом самаргинской свиты. Выделена в 1955 г. Р. И. Соколовым и Е. В. Быковской по ключу Сиянова в бассейне р. Зеркальная. Залегает с размывом на образованиях приморской серии или несогласно на более древних толщах. Основные разрезы свиты находятся за пределами района (р. Лев. Соболевка и др.). В строении свиты принимают участие дациты, дациандезиты, риодациты, риолиты, их туфы, игнимбриты, туффиты. Дациты, дациандезиты, их туфы и игнимбриты тяготеют к низам разреза. Верхние части сложены преобладающими туфами, в разной степени спекшимися, существенно риодацитового состава. Мощность свиты – 800 м. Отложения свиты на соседних площадях содержат тот же комплекс растительных остатков, что и в самаргинской свите.

САНТОНСКИЙ–КАМПАНСКИЙ ЯРУСЫ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Западная СФЗ

Красноярковская свита (K_2kr) выделена В. Н. Верещагиным в 1961 г. Стратотип установлен по разрезу р. Красноярка [Опорный, 1987]. Распространена в полосе моноклинально залегающих пород от северной границы листа до широты пос. Троицкое, занимает основную площадь выходов меловых образований на п-ове Крильонский. Сложена свита песчаниками, туфопесчаниками, туффитами, туфоалевролитами, алевролитами и прослоями гравелитов, конгломератов, туфов дациандезитов. Нижняя граница с быковской свитой согласная. В разрезах по рекам Красноярка, Сусуя в Главном меловом поле и рекам Ветвистая, Горбуша на Крильонском полуострове наблюдаются признаки размыва [Жаров, 2000ф; Жилияков, 1981ф].

В стратотипе (рис. 4) нижняя часть свиты (290 м) представлена грубым переслаиванием средне- и крупнозернистых туфопесчаников, мелко- и среднезернистых песчаников и, в подчиненном объеме, алевролитов и туфоалевролитов. Присутствуют гравелиты, линзы конгломератов, конкреции и прослои известковисто-глинистого состава, рассеянные зерна глауконита и шаровидные стяжения марказита.

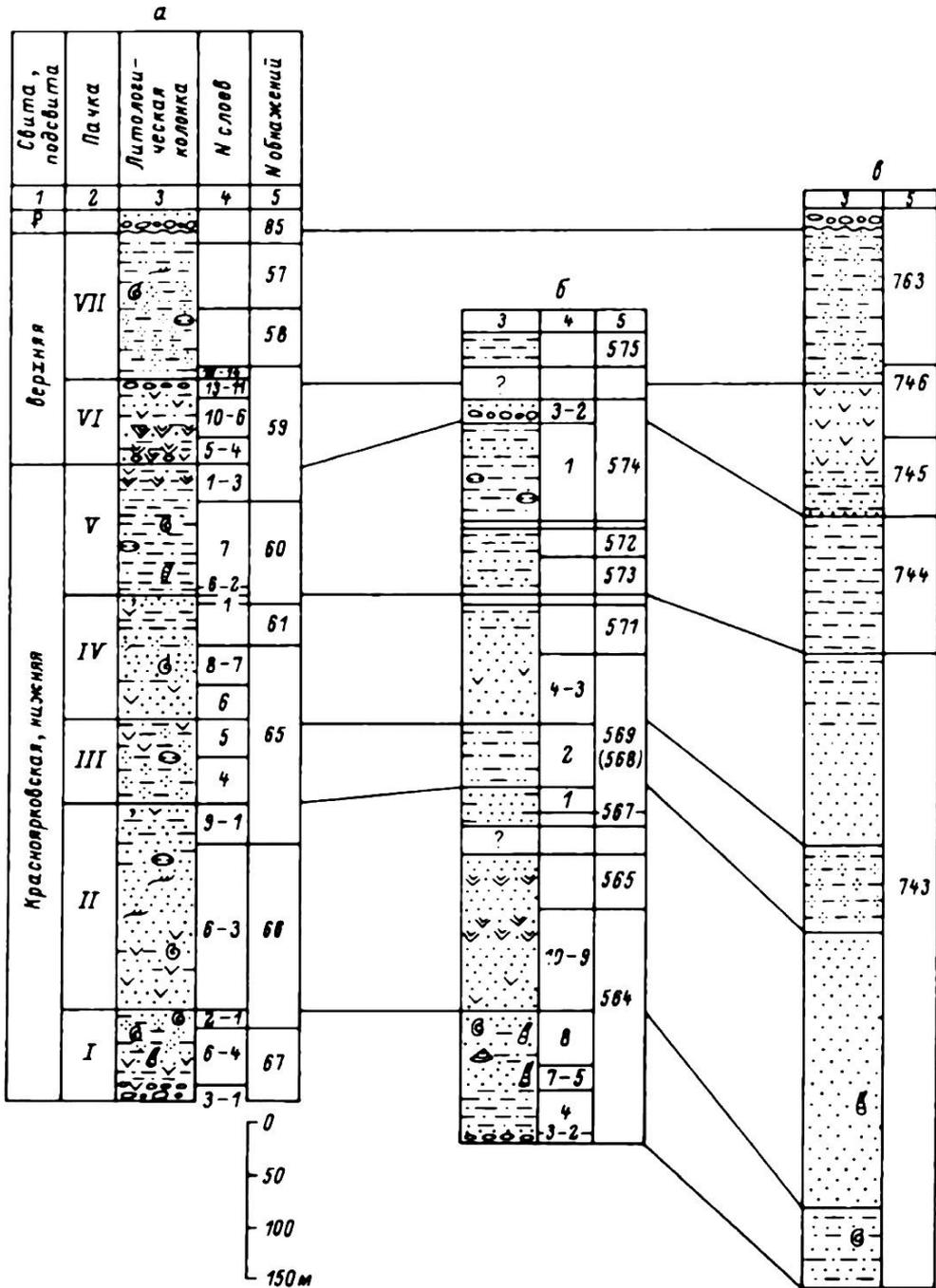


Рис. 4. Разрезы красноярковской свиты по рекам Красноярка (а), Сейм (б) и Найба (в).
Условные обозначения см. на рис. 3, по данным [135].

В верхней части (240 м) свита представлена чередованием туфопесчаников и песчаников мелко-и среднезернистых с прослоями (до 1,5 м) однородных алевролитов, туфоалевролитов. Отмечаются пачки ритмичного чередования регрессивного типа. Отмечаются волнистая слоистость, текстуры взмучивания, послойные скопления растительного детрита и следы биотурбации осадков. Вверху присутствует прослой (3 м) туфов дациандезитов.

Мощность свиты по р. Красноярка – до 600 м.

В бассейне р. Суся мощность возрастает до 900 м, увеличивается роль тонкообломочного материала, сокращается количество прослоев пирокластических пород. К югу от перевала Сахалинский отмечается размыв верхних частей свиты. Мощность на широте пос. Троицкое сокращена до 400 м [Жаров, 2000ф].

На п-ове Крильонский, по рекам Ульяновка и Ветвистая на контакте с быковской свитой есть «карманы» до 0,1 м, заполненные песчано-гравийным материалом с галькой эффузивов и кремнистых пород, над которыми пласт песчаников (6 м) зеленовато-серых мелкозернистых, массивных с глауконитом и обильными обломками призматических слоев радиально-ребристых иноцерамов и остатками гигантских пателл и аммонитов. Выше залегает толща грубого чередования песчаников мелкозернистых, алевролитов с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников, аргиллитов и туфоалевролитов. Присутствуют известковистые конкреции, содержащие остатки иноцерамов, аммонитов и пелеципод; линзовидные прослои (0,2–2,0 м) мелкогалечных конгломератов, прослои (до 0,5 м) глауконитовых песчаников. В 125 м от подошвы толщи наблюдается маркирующий горизонт псаммитовых туфов дациандезитов мощностью 3 м, прослеженный по рекам восточной части полуострова. В западной части п-ова Крильонский 50–60% объема свиты занимают туфопесчаники, туффиты андезитов и туфоалевролиты с рассеянными гальками средних и основных эффузивов, линзами и прослоями вулканомиктовых конгломератов (0,3–12 м). Мощность свиты в этом районе колеблется от 600 м по р. Виндис до 1000 м по рекам Кузнецовка и Горбуша [Жаров, 2000ф].

Песчаники и туфопесчаники сложены кварцем, полевыми шпатами, основными и кислыми эффузивами, вулканическим стеклом, кремнистыми породами и рудными минералами. Цемент глинисто-хлоритового и глинистого состава. В составе обломков вулканомиктовых песчаников преобладают кислые и основные эффузивы и полевые шпаты.

Туфоалевролиты и алевролиты сложены кварцем, кремнистыми и кварцитовидными породами, кислыми и средними эффузивами, полевыми шпатами, вулканическим стеклом и рудными минералами. Цемент базальный и поровый, слюдиристо-глинистого, хлоритового, реже глинисто-кремнистого состава.

Пирокластический материал туффитов и туфов андезитов составляет 65–80 % объема обломков и представлен плагиоклазами, андезитами, основным вулканическим стеклом с редкими микролитами альбита, гиалобазальтами, кислыми эффузивами, лейстами биотита. Туфы дациандезитов, кристалло-витрокластические, реже витрокластические. Кислое вулканическое стекло (40–95% объема обломков) бесцветное, редко буроватое, рогульчатой и сер-

повидной формы. Цементирующая масса сложена хлоритизированным вулканическим стеклом.

Мощность свиты достигает 1300 м [Жаров, 2000ф].

По остаткам иноцерамов, аммонитов и брюхоногих моллюсков возраст свиты установлен в интервале поздний кампан – маастрихт.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ПАЛЕОГЕН

МААСТРИХТСКИЙ–ДАТСКИЙ ЯРУСЫ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Западная СФЗ

Синегорская свита (K_2-P_1sg), иногда именуемая «синегорскими слоями», выделена В. Н. Верещагиным в 1961 г. Распространена в Западной СФЗ. Отложения отличаются от ниже- и вышележащих специфической литолого-фациальной и палеонтологической характеристикой, вещественным и структурным единством, что послужило основанием их выделения в качестве самостоятельной таксономической единицы. Выходит на дневную поверхность в полосе моноклинально залегающих пород от верховьев р. Суся до северной рамки листа, обрамляя с запада Главное меловое поле. Сложена глинистыми песчаниками, песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, прослоями туфов. На подстилающей красноярковской свите залегают согласно.

В разрезе по ключам Разведочный и Угольный (правым притокам р. Красноярка) она разделена на две пачки. Нижняя (52 м) сложена мелко- и крупнозернистыми туфопесчаниками, псаммитовыми и алевритовыми туффитами. В кровле прослой (0,2–0,3 м) гравелитов. Верхняя (140 м) сложена алевролитами песчанистыми с прослоями вулканомиктовых песчаников, глинистыми песчаниками, углистыми аргиллитами, крупнозернистыми алевролитами «мусорного» облика, прослоями алевролитов и песчаников с известковистым цементом. Встречаются известковисто-глинистые конкреции, тонкие (до 0,2 м) прослой пепловых туфов дациандезитов. Породы нижней части обладают тонкой параллельной слоистостью. Для верхней части характерны обилие растительного детрита, рассеянные мелкий кремнистый гравий и остроугольные обломки черных алевролитов, многочисленные ходы червей, тонкая линзовидная слоистость. Общая мощность свиты в этом разрезе – 192 м.

Литологический состав свиты выдержан по простиранию [Опорный, 1987]. Мощность варьирует от 0 м в верховьях правых истоков р. Самбурка до 200 м в районе устья р. Шахтная. Преобладают полимиктовые песчаники. Обломочная часть представлена (%): кварцем (25–30), полевыми шпатами (20–25), кислыми и основными эффузивами (30–40), кремнистыми породами (10–15), рудными минералами (1–2). Цемент поровый, контактово-поровый, глинисто-хлоритового, реже карбонатно-глинистого состава. Песчаники вулканомиктовые отличаются преобладанием в обломочной части окатанных и полуокатанных обломков кислых и основных эффузивов (80–90 %).

Туфопесчаники и туффиты содержат значительное количество обломков среднего и основного вулканического стекла (от 15 до 50 %), среднеосновных, реже кислых эффузивов, таблитчатые зерна плагиоклазов.

Алевролиты занимают основной объем верхней части свиты. Обычна примесь псаммитового материала. Структура алевритовая, алевропелитовая, алевропсаммитовая. Состав их близок к составу песчаников.

Общая мощность свиты достигает 900 м.

Возраст свиты по остаткам планктонных фораминифер – маастрихт-датский [Гладенков, 2009].

Сихотэ-Алинская СФО

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Богопольский комплекс риодацит-риолитовый объединяет одноименную свиту и генетически связанные с ней субвулканические, экструзивные и жерловые образования.

Богопольская свита (K_2-P_{1bg}) впервые выделена в 1955 г. Е. В. Быковской в бассейне р. Зеркальная. Свита развита в пределах маастрихт-датских вулканотектонических структур, обычно совместно с самаргинской и сияновской свитами в виде отдельных разобобщенных покровов, наиболее значительный из которых закартирован в бассейне рек Кабанья и Кюма.

Свита сложена вулканитами кислого состава, среди которых лавы, игнимбриты, туфы риолитов, риодацитов, трахириолиты, их туфы, туффиты, дациты, туфопесчаники, туфоалевролиты. В бассейне рек Кабанья и Кюма разрез свиты в обобщенном виде разделяется на две пачки. Нижняя пачка сложена в основном переотложенными туфами (лахары), чередующимися с вулканогенно-осадочными породами различных фракций. Мощность пачки – 70–340 м, уменьшается в восточном направлении. Вторая пачка сложена преимущественно пирокластическими породами кислого и умереннокислого составов с преобладанием псаммитовой фракции кластического материала над псефитовой. Степень спекания пород варьирует в широких пределах, вплоть до появления лавоподобных игнимбритов, когда степень сваренности в игнимбритах столь высока, что внешне они неотличимы от лав. Мощность пачки – до 600 м.

В бассейне р. Светлая реликты покровов имеют простое строение, они сложены существенно туфовыми фациями, мощность разрезов здесь не более 200 м.

В целом по району мощность свиты оценивается в 1260 м. Типоморфной особенностью пород свиты являются светлые тона окраски и общий кайнотипный облик, в кристаллокластах обычно присутствие свежего (черного) биотита, санидина.

На соседних площадях из образований восточногобогупольской свиты собрана флора и выделены спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие определить ее возраст в пределах позднего маастрихта – раннего дания [Белянский и др., 2011].

По результатам U-Pb SHRIMP – исследований цирконов из дайкообразных массивов возраст комплекса – $65,3 \pm 0,7$ – $64,5 \pm 0,8$ млн лет.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА
ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА
ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

Сихотэ-Алинская СФО

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Северо-Сихотэ-Алинская и Южно-Сихотэ-Алинская подзоны. Образования данного стратоуровня в Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ представлены покровными фациями кузнецовского базальтового комплекса, выделенными в кузнецовскую свиту.

Кузнецовская свита ($P_{1-2}KZ$) описана по р. Кузнецова В. В. Ярмлюком (1947 г.). В северо-Сихотэ-Алинской подзоне распространена в бассейнах рек Самарга, Нельма, Ботчи, где она с размывом залегает на стратонах верхнего мела и гранитоидах верхнеудоминского комплекса и прорывается гранитоидами прибрежного комплекса. Кузнецовской свитой сформированы разобщенные покровы, сложенные андезибазальтами, трахибазальтами и их туфами мощностью до 200 м.

На левобережье р. Ботчи в разрезе кузнецовской свиты преобладают туфы. Чередуются пестрые и серые с лиловым оттенком агломератовые, псефитовые, псаммитовые и пепловые туфы с мощностью отдельных напластований от 0,6 до 15 м. В средней части – с лавовыми потоками лилово-серых афировых трахиандезитов мощностью 10–12 м, в верхней – с потоком серых афировых андезибазальтов (10 м). Завершает разрез толща пестроокрашенных псефитовых и псаммитовых туфов андезитов (25–30 м). Общая мощность разреза составляет 100–110 м.

В бассейне р. Самарга в разрезах верхнего течения имеют выраженное двучленное строение: в низах разреза преобладают туфовые, а в верхах – лавовые фации. В районе впадения рек Сабу, Иссими, Акзу в разрезе свиты преобладают лавовые фации. В верхних частях потоков породы обычно пористые, в средней части породы массивные. Залегают породы, слагающие свиту субгоризонтально либо имеют углы падения 10–20°, отражая наклон поверхностей, на которых формировался покров. Перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями колчанской свиты.

На правобережье р. Кукси в ее приустьевой части покров кузнецовской свиты сложен туфами трахиандезибазальтов псаммито-псефитовыми кристалло-литокластическими, залегающими на алевролитах и песчаниках кемской свиты. По результатам SHRIMP U-Pb исследований цирконов из трахиандезибазальтов, возраст кузнецовской свиты $58,8 \pm 1,0$ млн лет.

В Южно-Сихотэ-Алинской подзоне кузнецовская свита в виде разобщенных покровов прослеживается из бассейна р. Пея до р. Кузнецова вдоль побережья Татарского пролива. Стратотип свиты описан по р. Кузнецова В. В. Ярмлюком (1947 г.), где свита залегает согласно на позднедатской тахобинской свите (на соседней площади). С размывом перекрывается кедровской толщей. Сложена свита почти исключительно лавами базальтов, андезибазальтов и андезитов, среди которых отмечаются редкие слои агломерато-

вых и псефитовых туфов и единичные линзовидные прослои туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов. В верхних частях потоков породы обычно пористые, миндалекаменные, в средней части породы массивные, афировые или мелкопорфировые, а в основании потока флюидальные, тонкоплитчатые. Редко отмечаются глыбовые лавы и гиалокластиты. Последние часто отмечаются в составе разрезов свиты в приустьевой части р. Кузнецова и в районе мыса Бакланий. Среди покровных фаций отмечаются штоки либо изометричные тела роговообманковых андезитов, реже пироксеновых андезибазальтов, являющиеся комагматами вулканитов. Мощность большинства потоков колеблется в пределах 10–15 м. В составе темноцветных минералов отмечаются авгитовые, авгит-гиперстеновые и гиперстеновые разности, очень редко оливиновые и роговообманковые. Мощность свиты в целом – 350 м.

Вулканиты кузнецовского комплекса относятся к известково-щелочному ряду пород, занимая на дискриминационных диаграммах поля от базальтов до андезитов, характеризуются повышенным содержанием щелочей и глинозема.

Стратиграфическое положение свиты между позднедатской тахобинской свитой, выделенной на смежном листе и эоценовой кедровской толщей, определяет ее возраст как палеоцен-эоценовый.

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Западно-Сахалинская СФЗ

Углегорско-Холмская подзона. Снежинкинская свита (P_{1-2sn}) выделена впервые В. С. Савицким, О. А. Сычевой и М. Н. Грохотовой в 1974 г. (синоним–найбутинская свита). В пределах площади листа L-54 выделена А. Э. Жаровым [Жаров, 2000ф]. Стратиграфическое положение снежинкинской свиты отвечает региональному снежинкинскому горизонту. Свита распространена в Углегорско-Холмской подзоне Западно-Сахалинской СФЗ. Сложена континентальными отложениями и с размывом залегает на верхнемеловых или верхнемеловых–палеоценовых отложениях. Развита в западной части острова, обрамляя с запада Главное меловое поле. В восточном направлении ее мощность сокращается до полного выклинивания на южном окончании выхода меловых пород. На п-ове Крильонский свита также развита в западной его части. Помимо обрамления Главного мелового поля, выходит в сводах ряда антиклинальных структур, вскрыта скважинами глубокого бурения на западе территории.

Характерной чертой снежинкинской свиты является сильная фациальная изменчивость разреза. В большинстве разрезов в основании свиты фиксируются базальные конгломераты, максимальная мощность которых достигает 16 м в верховьях рек Найба и Томаринка. В бассейнах рек Красноярка, Рогуля, Суся в разрезе преобладают алевролиты и аргиллиты озерно-болотной фации и фации заболоченных водоемов, слагающие от 60 до 80 % объема свиты. Широко распространены протяженные линзы песчаников, гравелитов и конгломератов русловых фаций [Галушка, 1978]. В прямой зависимости от объемов озерно-болотной фации и фации заболоченных водоемов находится степень угленосности. Максимальная угленосность (до 70 пластов и пропластков угля) отмеча-

ется в бассейнах р. Красноярка и нижнего течения р. Рогуля. Угольные пласты залегают сближенными группами, не выдержаны по падению и простираению. Максимальная мощность свиты в этом районе (810 м) отмечается по данным углеразведки в среднем течении р. Рогуля [Жаров, 2000ф].

В бассейне р. Сусуя объем русловых фаций увеличивается и количество пластов и пропластков каменных углей сокращается до 30.

В Ковровской скважине (№ 28, БД) разрез снежинкинской свиты мощностью 640 м представлен в основном алевролитами и аргиллитами с редкими пластами каменных углей, подчиненный объем занимают песчаники, гравелиты и конгломераты. В Ловецкой скважине (№ 37, БД) в разрезе (вскрытая мощность 1800 м) увеличивается доля песчаников и составляет до 70 % объема свиты [Оксенгорн, 2007ф]. В бассейне р. Кострома обнажены верхи свиты мощностью 450 м, представленные алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями песчаников. Свита содержит здесь 27 пластов и пропластков каменного угля.

К югу от р. Лопатинка разрез характеризуется значительной (до 1200 м) мощностью и более мелкозернистым составом слагающих пород. Большая часть свиты сложена ритмичным переслаиванием алевролитов и аргиллитов, сформированных в обстановке периодически осушающихся обширных лагун. Алевролиты и аргиллиты чередуются с маломощными горизонтами озерных и озерно-болотных песчаников, углистыми аргиллитами и углями. Максимальная угленосность отмечается в средней части, к ней приурочены основные промышленные пласты Первомайского каменноугольного месторождения [Жаров, 2000ф].

Обломочный материал песчаников и алевролитов (70–80 % объема породы) представлен кремнистыми породами, эффузивами, сланцами, зернами кварца и полевых шпатов. Цемент глинистый, реже хлоритово-глинистый и карбонатно-глинистый, базального и контактово-порового типа. Редко встречаются кварцевые песчаники. В составе обломочной части аргиллитов преобладают гидрослюды. В нижней и верхней частях свиты глинистый материал каолин – гидрослюдистый, в средней – бейделлит-монтмориллонитовый.

Гравелиты и конгломераты обладают грубой параллельной и косою слоистостью. Галька и гравий состоят преимущественно из кремнистых пород и кварца, в меньшем объеме из осадочных пород, метаморфических сланцев, эффузивов, гранитоидов, туфов кислого состава [Жаров, 2000ф].

В магнитном поле свита не выражена.

Мощность свиты достигает 1800 м.

Свита охарактеризована представительными комплексами листовой флоры, спор и пыльцы, коррелирующимися со схожими комплексами Приморья, Японии и Северной Америки, возраст которых установлен как средний эоцен [Фотьянова, 2001].

Западно-Сахалинская СФЗ

Исикари-Западно-Сахалинская подзона. Западно-Камышовый сейсмокомплекс (${}^{\circ}P_{1-2k}$) показан только на разрезе, а также в погребенных границах, распространенных на юго-западном шельфе Татарского пролива в Исикари-Западно-Сахалинской подзоне Западно-Сахалинской СФЗ

[Савицкий и др., 1987]. Севернее границы сеймокомплекса зафиксированы в своде Красногорского поднятия (лист М-54) и, с долей условности, могут быть прослежены в основании осадочного чехла вдоль побережья о. Сахалин. Следует заметить, что эта точка зрения не является общепризнанной, поскольку угленосные отложения, вскрытые Красногорской морской скважиной (акватория листа М-54) и отнесенные [Жаров, 2003ф] к западнокамышовому комплексу, ранее считались ранне-среднемиоценовой верхнедуйской свитой [Харахинов и др., 1991]. Подошвой комплекса является поверхность акустического фундамента (сейсмогоризонт Аф). Литологические и биостратиграфические особенности изучены в Виндисской, Кузнецовской скважинах и скоррелированы с подразделениями суши.

В Исикари-Западно-Сахалинской подзоне комплекс повсеместно формирует нижнюю секцию кайнозойского чехла и ограничен в кровле несогласием 7, а в подошве – Аф (рис. 2). В прогибах его кровля опущена на глубины от 3,5 до 5 км, а над межбассейновыми и конседиментационными поднятиями поднята до 1,5–0,5 км. Комплекс изменяется по мощности от 0,5–0,6 км в центриклиналях и на бортах прогибов до 1,4–1,5 км в депоцентрах Холмского и Ясноморского прогибов и до 2,5 км в осевой части Монеронского прогиба. В сводах конседиментационных поднятий его мощность не превышает 0,5–0,7 км. Осевая часть палеоценового бассейна с максимальными мощностями западно-камышового комплекса реконструируется вблизи современной береговой линии, но диагонально к ее простираению. В сводах Пионерского и Монеронского поднятий отложения комплекса отсутствуют, фиксируя западный борт бассейна. В строении комплекса отмечены различия для северной и южной частей последнего. На севере в Ясноморском и Холмском прогибах он имеет более четкие псевдосогласные соотношения с акустическим фундаментом с элементами подошвенного налегания и, реже, прилегания. Комплекс характеризуется как единое геологическое тело, фациально изменяющееся с запада на восток, от бортов к депоцентру палеопрогиба. Это находит отражение в характере волнового поля и может соответствовать смене грубообломочных фаций на паралические угленосные.

В зоне Монеронского прогиба соотношения с фундаментом изменяются от отчетливого подошвенного налегания на склонах Монеронского поднятия до псевдосогласного конформного залегания. Комплекс разделен на две части по внутрiformационному несогласию 7а. Нижняя часть выделена как снежинкинский подкомплекс и коррелируется с одноименной свитой юго-западного Сахалина. Верхняя часть сопоставляется с краснопольской и такарадайской свитами. Суммарная мощность сеймокомплекса достигает 3000 м.

Снежинкинский подкомплекс (${}^3P_{1-2}sn$), отвечающий снежинкинскому региональному стратиграфическому горизонту, вскрыт в скв. Виндисская-1 (№ 10; ГК) в инт. 2405–2890 м, а в Кузнецовской скважине (№ 12, ГК) – 2100–2660 м и изменяется по мощности от 220 до 470 м. Подкомплекс представлен чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углистых аргиллитов и каменных углей. Вверх по разрезу отмечается увеличение глинистых и углистых разностей и появление кремнистых прослоев. Верхняя часть комплекса вскрыта в скважинах: Виндисской-1 в инт. 2180–2405 м, в Кузнецовской-1 – 1630–2100 м. Характерная особенность верхней

части комплекса – широкое развитие как туфогенных, так и угленосных разностей, на фоне преобладания морского мелководного осадконакопления. В верхней части, сложенной переслаиванием песчаников, алевролитов песчаных и глинистых с многочисленными прослоями туфов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, широко развиты глинисто-кремнистые разности и присутствуют редкие пласты и линзы каменных углей.

В Красногорской скважине на акватории листа М-54 западно-камышовый сейсмокомплекс вскрыт (инт. 2400–2550 м) в уменьшенной мощности около 150 м и представлен субконтинентальными отложениями: чередование конгломератов, песчаников, аргиллитов, часто углистых, алевролитов, прослои углей.

Отложения комплекса датированы эоценом на основании представительных спорово-пыльцевых и микрофаунистических комплексов. Для палинокомплекса характерно присутствие пыльцы и спор реликтовых растений семейств *Dicksoniaceae* (*Dicksonia* sp., *D. Arborescens* L. Herit.), *Schizaceae* (*Lygodium* sp., L. aff. *Japoniciforme* Sw.), *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Ulmoides*, *Hainania*, изредка *Aquilapollenites*, *Mancicarpus*, *Orbicularpollis globosus* Ch. Богата и разнообразна в комплексе пыльца умереннотеплолюбивых растений семейств: *Yuglandaceae*, *Fagaceae*, *Ulmaceae*, спорадически встречаются виды родов *Tilia* и *Acer*. Отличительной чертой этого палинокомплекса под названием «Музьминский» является присутствие трехпоровой и трехбороздной пыльцы, а также пыльцы реликтов меловой флоры [Брутман, 1986]. В стратиграфической схеме это комплекс с *Lygodiumjaponiciforme*, *Ulmoides* (рис. 7).

Наряду с палинофлорой в отложениях этого уровня, в разрезе Виндискской-1 скважины (инт. 2060–2360 м) обнаружено сообщество фораминифер, которое характеризуется присутствием следующих видов: *Plectotrochammia poronaiensis* (Asano), *Plectofrondicularia* sp., *Alveolophragmium indistinctus* Kobl., *Haplophragmoides kirki* Wick., *Dorothia* aff. *nagaoi* Asano et Murata, *Cyclammia* aff. *pacifica* Beck, *V. ezoensis* Yok. и др.

Суммарная мощность сейсмокомплекса достигает 3000 м.

ЭОЦЕН

Сихотэ-Алинская СФО

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Кедровский комплекс риолитовый объединяет одноименную толщу кислых вулканитов и группу экструзивных тел в Северо- и Южно-Сихотэ-Алинской подзонах Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ. Субвулканические тела кедровского комплекса показаны в Япономорской СФЗ (на геологическом разрезе). Во всем своем ареале развития разрезы комплекса имеют однотипное строение и очень близкий литологический состав слагающих пород и рассматриваются вместе в обеих подзонах.

Кедровская толща (Р₂kd) выделена в верховьях р. Кузнецова по предложению Е. П. Денисова (1960 г.). Распространена в бассейнах рек Са-

марга, Пея, Светлая. Залегают на коре выветривания базальтов кузнецовской свиты и перекрывается базальтами салибесзской толщи. В составе толщи преобладают тонкофлюидальные, сферолитовые и витрофировые лавы риолитов, риодацитов и трахириолитов, переслаивающиеся с горизонтами псефитовых и агломератовых туфов. Для пород характерен выраженный кайнотипный облик, яркие оттенки. Местами среди туфов отмечаются прослойки туффитов с линзующимися пропластками бурого угля. Мощность толщи – 200 м.

В верхнем течении р. Самарга выше устья р. Дагды И. К. Пуциным (1973 г.) описан неполный разрез толщи мощностью 120 м. Толща здесь сложена преимущественно тонко- и мелкообломочными туфами риолитов с потоками биотитовых риолитов, в средней части содержащие вулканические стекла красной, зеленой и черной окраски мощностью 2,3 м и горизонт миндалякаменных риолитов (5 м) с миндалинами (до 7 мм) опала и халцедона. Подобные образования подстилают образования кизинской свиты в истоках р. Чунгуту (левый приток р. Иссыми). Здесь также среди туфов и лав риолитов установлены выделения халцедона и вулканических стекол.

В нижнем течении р. Самарга образования комплекса слагают центральную часть Буинской кальдеры, где несогласно залегают на вулканиках самаргинской свиты и с размывом на гранитоидах Унтового массива якутинского комплекса. Сложена толща туфами от тонко- до среднеобломочных с потоками перлитов мощностью 20–50 м. В верхнем течении р. Буй в основании толщи на гранитах залегают 4-метровый слой конгломератов, петрофонд галек которых представлен гранитами, кислыми и средними эффузивами [Шлепки, 1972ф].

В разрезах побережья Татарского пролива южнее устья р. Пея преобладают осадочные фации, для которых характерна туфогенность и слабая угленосность. Туфы риолитов присутствуют в виде отдельных горизонтов. В бассейне р. Светлая разрезы представлены лавовыми и пирокластическими фациями.

Стратиграфическое положение толщи, а также собранная флора *Lastraea kushiroensis* Tanai, *Comptonia* cf. *kushiroensis* Tanai, *Castanea longifolia* Bors и пыльца *Triatriopollenites* sp., *T. confusus* Zakl. определенно указывают на ее эоценовый возраст.

Породы кедровской толщи образуют дифференцированный ряд от дацитов до риолитов переменной щелочности. Вулканиды относятся к известково-щелочному ряду пород, составы их высококалиевые, отличаются повышенным содержанием щелочей и глинозема. Разделяются на два ряда породных ассоциаций – натриевые (дациты) и калиево-натриевые (риодациты и риолиты).

Для пород кедровского комплекса уран-свинцовым методом SHRIMP по цирконам получены датировки раннего–среднего эоцена, соответственно $54,6 \pm 0,8$; $52,12 \pm 0,7$; $47,9 \pm 0,2$; $47,2 \pm 0,5$; $43,2 \pm 1,3$; $41,2 \pm 0,3$ млн лет.

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Западно-Сахалинская СФЗ

Углегорско-Холмская подзона. Краснопольевская свита (P₂kr) впервые выделена А. А. Капицей в 1948 г. в Углегорском районе и в последу-

ющее время установлена на всем протяжении западных склонов Западно-Сахалинских гор. Свита выходит на дневную поверхность в северо-западной части площади, в бассейнах рек Найба, Томаринка, Старицкая, Черемшанка и др. Свита объединяет терригенные прибрежно-морские мелководные отложения, образовавшиеся в результате первой кайнозойской трансгрессии на Сахалине. На стратиграфической схеме Западного Сахалина (Гладенков и др., 1998) свита соответствует краснопольевскому региональному горизонту (рис. 2).

На всей изученной территории эти отложения подстилаются пресноводно-континентальными образованиями снежинкинской свиты. Граница с ней, по мнению большинства авторов, повсеместно согласная [Жиляков 1981ф; Шубаев, 1972; Павлов, 1969ф; Галушка, 1978ф]. А.Э. Жаров считает контакт краснопольевской и снежинкинской свит несогласным вплоть до размыва верхней части снежинкинской свиты [Жаров, 2000ф; Государственная..., 2001], однако конкретных доказательств этому не приводит.

В основании краснопольевской свиты во всех разрезах залегает пачка алевролитов, алевролитов песчаных темно-серых линзовидно-слоистых за счет линз и присыпок псаммитового материала, с рассеянной кварцевой и кварцитовой галькой, с большим количеством рассеянного или сконцентрированного по наслоению обугленного растительного детрита. В верхней части этой пачки обнаружены редкие останки морской фауны. Эти отложения формировались, по-видимому, в приливно-отливной зоне бассейна при ингрессии моря на низменный берег. Максимальная мощность алевролитовой пачки – 10–15 м, в междуречье Найбы и Томаринки она имеет максимальные значения – 50–60 м [Жиляков, 1981ф].

Песчаники в составе свиты являются преобладающими – полимиктовые, серого цвета, разномасштабные глыбово-массивные или с плитчатой отдельностью, с волноприбойными знаками, ходами илоедов, плохосортированные, иногда тонкослоистые за счет скоплений обугленного растительного детрита или глинистого материала, с округлыми или уплощенными конкрециями бурых с поверхности мелкозернистых песчаников. Мощность пластов песчаников – от долей до десятков метров.

Алевролиты серые, желтовато-серые глинистые и песчаные тонкоплитчатые и массивные, иногда тонкослоистые, с обильным растительным детритом и рассеянной галькой и гравием кварца, кремнистых и эффузивных пород. Алевролиты образуют прослой и пачки мощностью до 10 м.

Пачки тонкого флюидного переслаивания песчаников и алевролитов или чередования пластов песчаников различной зернистости имеют мощность 3–8 м и характерны для нижней части свиты.

Наибольшую мощность – 750 м – краснопольевская свита имеет по р. Томаринка [Жиляков, 1981ф], в южном направлении мощности свиты уменьшаются: в бассейне р. Кострома – до 360 м [Жаров, 2000ф].

Отложения краснопольевской свиты содержат обильные остатки ископаемой морской фауны: *Pitaria californiana* Corad., *Ostrea agnevoensis* Laut., *Oesutoruensis* L. Krisht., *Corbiculasi takaraensis* Suzuki, *Nemocardiumezoense* Takeda, *Mya sachalinensis* L. Krisht. M. cf. *takaradaensis* L. Krisht., *Pitariansai-bensis* L. Krisht., *Nemocardiumyobenarai* Takeda, *Linthiapraenipponica* Nagao (определения В. О. Савицкого и Л. А. Поповой) планктонных фораминифер

среднего эоцена и листовой флоры, временное распространение которой ограничивается концом среднего – началом верхнего эоцена. Возраст свиты на этом основании устанавливается среднеэоценовым.

Такарадайская свита (P_2tk) представлена морскими терригенными песчано-глинистыми образованиями, согласно залегающими на прибрежно-морских краснопольевских отложениях в Углегорско-Холмской подзоне Западно-Сахалинской СФЗ. Стратотип такарадайской свиты шебунинского регионального стратиграфического горизонта на Южном Сахалине описан Е. М. Смеховым в районе г. Холмск. Свита выходит на дневную поверхность в ядрах синклиналей в центральной части северной половины территории и в сводовых частях антиклинальных структур вблизи побережья Татарского пролива. Широкое поле выхода свиты наблюдается на южном обрамлении массива горы Спамберг. Вскрыта большинством глубоких скважин на западе территории.

Свита сложена песчаниками и алевролитами с многочисленными, рассеянными или сгруппированными в горизонты известковистыми конкрециями, образованиями «генойши» и обильной морской фауной моллюсков.

Песчаники серые, голубовато-серые слабосцементированные и плотные мелко- и среднезернистые алевролитистые и глинистые, плохосортированные, неяснослоистые. Среднезернистые песчаники имеют подчиненное распространение и образуют пачки незначительной мощности и отдельные прослои среди алевролитистых песчаников и алевролитов, в основном в северо-восточной части района.

Алевролиты серые, голубовато-серые песчаные неслоистые плохосортированные плотные, с кусковатой отдельностью, размокающие в воде.

Гравелиты наблюдаются только в виде линз среди песчаников в северо-восточной части района. По всему разрезу встречаются единичные мелкие кварцевые и кремнистые гальки и пиритовые стяжения.

Состав свиты по латерали изменяется слабо. Отмечается сокращение мощности свиты и опесчанивание пород в восточном и южном направлениях.

Максимальная мощность свиты на севере территории составляет 950 м. В южном и восточном направлениях наблюдается сокращение мощности вплоть до полного выклинивания свиты.

Возраст отложений, по остаткам моллюсков и фораминифер, позднеэоценовый.

Краснопольевская и такарадайская свиты нерасчлененные (P_2kr-tk) развиты в юго-западной части п-ова Крильонский, в верховьях рек Лопатинка, Тамбовка, Кура, Найча, Могучи, в бассейнах притоков р. Урюм и отрогах хр. Мицульский. На подстилающих отложениях снежинкинской свиты залегают трансгрессивно, на позднемеловых – с глубоким размывом и угловым несогласием. Представлены песчаниками, глинистыми песчаниками, реже алевролитами, гравелитами, конгломератами. Базальные песчаники, реже алевролитами, гравелитов и конгломератов (до 25 м) отмечаются в основании разреза там, где он перекрывает верхнемеловые отложения.

Песчаники и алевролиты по составу обломочной части, типу и составу цемента не отличаются от песчаников и алевролитов такарадайской и краснопольевской свит.

По органическим остаткам [Жаров, 2000ф] возраст датирован средним – поздним эоценом.

Мощность изменяется с востока на запад от 70 до 350 м.

ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН

ЗАПАДНО-САХАЛИНСКАЯ СФЗ

Углегорско-Холмская подзона. Аракайский андезитовый комплекс вулканический. Аракайская свита (P_{2-3ar}) распространена повсеместно в Западно-Сахалинской СФЗ в границах холмско-аракайского регионального стратиграфического горизонта. Стратотипический разрез свиты расположен на западном побережье Сахалина, в Углегорско-Холмской подзоне на р. Язычница, где ее мощность достигает 800 м. На подстилающей такарадайской свите залегает согласно. В Томаринско-Невельском районе свита традиционно подразделялась на три подсвиты [Геология СССР, 1970; Государственная..., 1995; Оксенгорн 2007ф], однако рядом исследователей подразделяет ее на две подсвиты [Жилияков, 1981ф; Жаров, 2000; Воронин, 1987ф]. На большей части изученной территории свита имеет сокращенную мощность и ограниченное распространение, вследствие чего на подсвиты не разделяется.

Свита сложена псаммитовыми и алевроитовыми кремнисто-туфовыми разностями, невыдержанными по простиранию. Кремнистые алевролиты содержат мелкие округлые конкреции с фауной, рассеянную гальку и гравий эффузивов. В средней части разреза увеличивается роль пепловых туфов и туффитов, в верхней части преобладают туфопесчаники, туффиты, конгломераты, гравелиты с прослоями алевролитов и туфоалевролитов. Мощность изменяется от 200 до 500 м.

Общая мощность свиты в Западно-Сахалинской СФЗ достигает 1100 м.

В скважине на Ловецкой площади (№ 37, БД) аракайская свита вскрыта в инт. 810–1260 м. В разрезе скважины, в низах свита представлена неравномерным переслаиванием туфоалевролитов, туффитовых аргиллитов и туфов, реже туфопесчаников; к верхам разреза значение псаммитовых разностей возрастает, появляются агломератовые туфы. По всему разрезу отмечается присутствие включений углефицированного растительного детрита, иногда углистого материала [Оксенгорн, 2007ф].

Туффиты и туфопесчаники – серые, зеленовато-серые, темно-серые до черных разнозернистые (от псаммитовых до псефитовых) плотные, массивные породы. Обломки угловатые, полуокатанные – эффузивы среднего и основного состава (90–95 %), кварц (3–5 %), плагиоклаз (2–3 %), пироксены (1–3 %), рудные минералы (1–2 %), биотит, циркон, эпидот. Цемент (10–15 %) контактово-поровый, контактовый глинисто-хлоритовый, карбонатно-хлоритовый, реже глинистый.

Туфы – серые, до темно-серых, в основном, среднезернистые породы с содержанием кислого обломочного материала (вулканогенного стекла) – до 60–65 %; кроме того андезиты, плагиоклаз, кварц, кремнистые породы. Цемент (5–10 %) контактово-поровый хлоритовый.

Туфогравелиты и туфоконгломераты – пестрые породы, текстура массивная, реже грубослоистая. Обломочный материал от плохоокатанного до полуокатанного. Галька на 95 % представлена эффузивами андезибазальтового состава, редкими обломками кварца, полевых шпатов и кремнистых пород. Цемент (15–20 %) базальный, алевро-псаммитовый, глинисто-хлоритовый, глинисто-карбонатный, хлоритовый.

Туфы кислого состава – серые, светло-серые, редко (на склонах горы Спамберг) зеленовато-голубые массивные, крепкие, с раковистым изломом. Состав витрокластический – на 98–99% они состоят из кислого цеолитизированного и хлоритизированного стекла.

Туфоалевролиты – серые, темно-серые, голубовато-серые тонкослоистые, с плитчатой и мелкощебенчатой отдельностью. Обломочная часть (60–80 %) представлена кварцем (25–40 %), плагиоклазами (10–15 %), кремнистыми породами (15–20 %), эффузивами (до 30 %), рогульчатым стеклом (до 15 %), рудными минералами и растительным детритом. Цемент базальный (20–35 %) глинистый, карбонатно-глинистый [Жиляков, 1981ф].

Благодаря высоким значениям магнитной восприимчивости, отложения аракайской свиты отчетливо отражаются в магнитном поле.

Возраст по многочисленным остаткам спор, пыльцы и моллюсков – *Malletia poronaica* Yok., *Yoldia (Megayoldia) nitida* Slod., *Y. matschigarica* Laut., – принимается позднеэоценовым–олигоценным.

Субвулканические образования аракайского комплекса, представленные штоками, дайками андезибазальтов, андезитов, базальтов и долеритов, описаны в гл. «Магматизм».

Восточно-Сахалинская СФЗ

Озерская подзона. Тунайчинская свита (P_{2-3tn}) впервые выделена по результатам ГДП-200 [Жаров, 2000ф; Государственная..., 2001] с широким распространением: от восточных склонов Южно-Камышового хребта до западного и южного обрамления Сусунайского хребта и в северной части Тонино-Анивского полуострова (Озерская подзона Восточно-Сахалинской СФЗ). Залегает с размывом и угловым несогласием на разновозрастных мезозойско-кайнозойских образованиях: стратифицированных, метаморфических, тектоногенных. Авторы настоящего отчета ограничивают распространение тунайчинской свиты Озерской подзоной Восточно-Сахалинской СФЗ. Ниже приведены обоснования.

Стратотипической местностью составного голостратотипа авторами принят Анивско-Долинский район, в котором размещены основные разрезы. Свита здесь представлена однородными песчаниками серыми мелко- и среднезернистыми с обильными включениями гальки и гравия, растительного детрита, с пластами и линзовидными прослоями гравелитов и конгломератов (0,8–2 м), алевролитами с мергелистыми конкрециями, углями бурыми, обильными остатками толстостенных раковин пелеципод. В основании залегает горизонт мелкогалечных конгломератов мощностью 3–5 м. Характерен состав гальки конгломератов. Если в верхних горизонтах свиты он довольно разнообразен, присутствует галька осадочных пород, эффузивов, метаморфи-

ческих сланцев, кварца, то в основании свиты преобладают галька и гравий пород, подстилающих свиту. Так, на р. Белая в нижнем пласте конгломератов галька практически полностью представлена метаморфическими зелеными сланцами, на которых залегает свита.

По мнению авторов, толща, выделяемая по результатам ГДП-200 как тунайчинская свита, является базальным горизонтом трансгрессивной толщи, сформированным в ходе палеогеновой трансгрессии. Трансгрессия наступила после палеоценового перерыва в осадконакоплении, связанного с этапом структурной перестройки территории. Ее начало для разных участков изученной территории по времени было разведено довольно значительно, и базальный горизонт, крайне не выдержанный по мощности и литологическому составу, начинал формироваться в разное время. Так, на восточных склонах Южно-Камышового хребта выделяемые в тунайчинскую свиту отложения скорее всего являются фрагментами выклинивающейся здесь снежинкинской свиты. Западнее этот базальный горизонт располагается в подошве аракайской свиты, еще восточнее – холмской (р. Белая). При этом с вышележащими отложениями несогласного залегания не наблюдается. Исключением является только Озерская подзона Восточно-Сахалинской СФЗ, где тунайчинская свита перекрывается курасийской свитой, накопление которой произошло уже во время следующей трансгрессии.

Таким образом, выделение тунайчинской свиты можно считать обоснованным только в пределах Озерской подзоны Восточно-Сахалинской СФЗ, где она охарактеризована более-менее надежными биостратиграфическими датировками по остаткам листовой флоры: *Macclintockia pugetensis* Wolfe, *Dicotylophyllum* sp., *Cinnamotum tunaichensis* sp. nov., *Liquidambar* sp., *Criptomeria* sp., фораминиферам: *Dentalina* cf. *Subsoluta* Cushm., *Pseudonodosaria charoensis* Asano, *Sigmoidella pacifica* Cushm. et Ozawa, *Cassidulina lobatula* Kaiho, *Eponides lobatus* Kaiho, *Melonis pompiloides* (Fichtellet Moll), *Globigerina praeturritilina* Blowet Banner; спорам и пыльце, характерной для «музыминского» СПК.

Мощность свиты – до 260 м.

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Северо-Сихотэ-Алинская подзона. Эоцен-олигоценые образования представлены сизиманским базальтовым комплексом в составе одноименной толщи.

Сизиманская толща (P₂₋₃SZ) обнажается в береговых обрывах на побережье Татарского пролива из-под покровов кизинских базальтов от устья р. Тохтинка до р. Ботчи. Выделена в 1978 г. М. А. Ахметьевым в районе бух. Сизиман Татарского пролива. Основной объем толщи составляют базальты, андезибазальты, андезиты, трахиандезиты, туфы основного и кислого составов, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты. Наиболее детально разрез изучен А. В. Олейниковым [Олейников, 1976ф; Олейников, 2005]. Основание разреза находится в районе бух. Сонье, где на игнимбритах риолитов богопольской свиты через кору выветривания залегает сложнопостроенная пачка мощностью 180 м, сложенная осадочными брекчиями (проловий), пачками

переслаивающихся туффитов, опок, аргиллитов, песчаников, гиалокластитов, подушечных лав, конгломератов. Разрез наращивается к северу от бух. Буй толщей субаэральных лавовых потоков андезибазальтов и базальтов мощностью 100–150 м с маломощными линзами пролювиальных брекчий. Мощность отдельных потоков варьирует от 10 до 20 м. Севернее бух. Демби в разрезе появляется новая пачка андезитов, андезидацитов субаэрального облика, которыми сложены потоки 20–30 м со шлаками в кровле. На поверхности этого покрова отмечены лавовые купола-некки. В основании верхней пачки прослеживается горизонт мощностью от первых метров до 20–30 м агломератовых туфов дацитов и опок. В районе бух. Демби покров прорван небольшим штоком дацитов [Олейников, 1976ф], вероятно, колчанского комплекса. В целом мощность сизиманской толщи в районе оценивается в 500 м. Все разновидности вулканических пород, слагающих свиту, по своему химическому составу, облику и структуре не отличаются от вулканитов нижележащей кузнецовской и более поздней – кизинской свит.

Среди пород нижней пачки известно одно местонахождение растительных отпечатков – бух. Сонье, возраст которой определен как эоцен [Ахметьев, 1973; Олейников, 2005]. Из второй пачки известны местонахождения флор бухт Буй и Демби, для которых характерно разнообразие хвойных, многочисленных видов из рода *Quercus*, присутствие вида-индекса *Alfaropsis koreanica* «*Engelhardia*». Возраст флор олигоценовый [Ахметьев, 1973; Ахметьев, 1988; Олейников, 2005; Павлюткин, 2014].

Субвулканические образования комплекса не выражаются в масштабе карты. Жерловые образования представлены туфоагломератами, которые слагают близкие к вертикальным трубообразные тела диаметром в первые десятки метров. На поверхности покровов фиксировались лавовые купола-некки. Небольшие некки грибообразной формы андезитов установлены в бассейне р. Ядау, где они, по-видимому, трассируют разломы. Характерен черный цвет пород, тонкая плитчатая отдельность. По цирконам из андезитов комплекса получена U-Pb датировка $46,8 \pm 0,4$ млн лет.

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Южно-Сихотэ-Алинская подзона. Эоцен-олигоценовые образования представлены салибезским базальтовым комплексом в составе одноименной толщи.

Салибезская толща (\mathbb{P}_{2-3sl}) в стратотипической местности залегает на размытой поверхности всех более древних отложений, самые поздние из которых кислые вулканиты кедровской толщи, согласно перекрывается максимовской свитой. В устье р. Пея и в бассейне р. Светлая базальтоиды толщи также стратиграфически несогласно с размывом залегают на вулканитах кедровской толщи и кузнецовской свиты. Стратотипический разрез (365 м) по кл. Салибеза (приток р. Светловодная) представлен двумя покровами оливин-пироксеновых базальтов (100 и 80 м), между которыми наблюдается пачка (185 м) вулканогенно-осадочных пород: слабосцементированные туфоконгломераты с галькой флюидальных риолитов, мелко- и среднезернистые туфопесчаники, опоки. На большей же площади своего распространения, в том

числе на континентальной части листа толща сложена однообразными плитчатыми или массивными базальтами и андезибазальтами (до 300 м) с очень редкими линзовидными прослоями их туфов и гравелистых песчаников. Находки листовой флоры в породах толщи не позволяют однозначно трактовать их возраст.

Вулканиты комплекса относятся к натриевому ряду известково-щелочной серии, составы умереннокалиевые. Из базальтоидов толщи В. К. Поповым получена серия К-Аг дат, характеризующих возраст остывания в пределах позднего эоцена (44 ± 1 , 41 ± 2 , 38 ± 1 млн лет). Датировка андезитов из дайки среди гранитов массива Бобковский U-Pb SHRIMP методом по цирконам показала $49,12 \pm 0,8$ млн лет.

ОЛИГОЦЕН

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Северо-Сихотэ-Алинская подзона. *Колчанский комплекс риолитовый* представлен покровными фациями.

Колчанская свита (P_3kl) образует незначительные по площади покровы преимущественно в бассейне р. Самарга, обнажаясь из-под базальтоидов кизинской свиты. С размывом залегает на всех более древних образованиях. Представлена свита достаточно плотными туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, игнимбритами риолитов, риодацитов, опоками, опалолитами. Характерными особенностями вулканогенных пород и свиты в целом являются их относительная свежесть, пестрый петрографический состав, преобладание белых, кремовых, бежевых, розовых расцветок и присутствие опок и опалолитов. Полные разрезы свиты на площади отсутствуют. Расшифровку строения свиты затрудняют лавовые потоки кизинских базальтов, сползающие по склонам в долины рек. Мощность свиты в районе не превышает 50 м.

Флористические комплексы оз. Тони, ручьев Круглый и Неблизкий не позволяют однозначно установить возраст флороносных слоев. С учетом данных по диатомовой флоре, возраст предположительно считается позднеолигоцен–раннемиоценовым [Павлюткин, 2014]. Олигоценовый возраст свиты принимается в соответствии с Дальневосточной серийной легендой Госгеолкарты-1000/3 (2009 г.).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ОЛИГОЦЕН–МИОЦЕН

Максимовская свита (P_3-N_1mk) распространена на ограниченной площади в нижнем течении р. Кузнецова. В месте своего выделения в среднем течении р. Максимовка залегает согласно на базальтах солибесской толщи. Разрез представлен частым переслаиванием разнозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов, опок, встречаются прослой мелкогогалечных

конгломератов. В опоках линзовидные прослои бурых углей. Завершается разрез слоем оливиновых базальтов. В основании покрова базальтоидов шуфанской свиты залегают конгломераты с линзами и прослоями песчаников и аргиллитов с пропластками лигнитов. Мощность свиты – 200 м.

Растительные остатки *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Trapa borealis* Heer, *Quercus* cf. *duesis* Bajk., *Q. horniana* Lesg., *Alnus schmidtii* Bors., *A. befersteinii* (Goepf) Ung., *Ulmus caprinoides* Goepf., *U. longifolia* Ung., *Castanea ungeri* Heer и др., собранные В. А. Ярмолюком (1948 г.), по мнению М. О. Борсук, определяют олигоценовый возраст свиты. Спорово-пыльцевые комплексы отличаются обилием и разнообразием пыльцы ореховых и буковых (заключение М. Т. Горовой), что также указывает на олигоценовый возраст образований. С учетом данных на соседних площадях возраст свиты принимается олигоцен – средний миоцен.

Южно-Сахалинская СФЗ

Холмская свита (P_3-N_{1hl}) развита повсеместно, кроме южных частей Крильонского и Тонино-Анивского полуостровов. Выделена Е. М. Смеховым в 1948 г. Стратотипом является разрез на р. Правда в окрестностях г. Холмск (холмский стратиграфический региональный горизонт). На аракайской свите холмская свита залегает согласно. Граница проводится по резкой смене переслаивания туфов и туффитов аракайской свиты кремнистыми алевролитами. Для северной части Тонино-Анивского полуострова и Озерского района А. Э. Жаровым отмечается стратиграфическое несогласное залегание на тунайчинской свите. На меловых образованиях свита залегает с угловым несогласием. При несогласном залегании в основании свиты отмечается базальный горизонт (10–60 м), сложенный туфоконгломератами и переслаиванием туфопесчаников с линзами гравелитов, туффитов и туфоалевролитов [Жаров, 2000ф; Государственная..., 2001].

Сложена свита туфо-терригенными образованиями. Фациально холмская свита довольно выдержанная. Основу разреза составляют кремнистые алевролиты и аргиллиты, туфоалевролиты с подчиненными прослоями песчаников, туфопесчаников, туфов и туффитов. В бассейне р. Лютога в верхней части разреза свиты – пласт мощностью от 3,5 до 8 м цеолитизированных туфов. Для свиты характерна тонкая, иногда листоватая горизонтальная слоистость. Степень кремнистости выше в зоне Центрально-Сахалинского разлома и на восточных склонах Сусунайского хребта.

Состав осадочных пород сходен с породами аракайской свиты. Туфоалевролиты содержат рогульчатое кислое вулканическое стекло (до 30–40 % обломков). Цемент базального типа, глинистый. В зоне Центрально-Сахалинского разлома и на восточных склонах Сусунайского хребта отмечается катагенетическая кремнистость. Туфопесчаники отличаются увеличением количества обломков андезитов и дацитов, хлоритово-глинистым составом цемента.

Туффиты дациандезитов в составе обломочной части содержат обломки андезитов, дациандезитов, вулканического стекла, реже кремнистых пород, плагиоклаз, кварц, пироксены, эпидот и биотит. Цемент контактово-порového и базального типа, хлоритово-глинистый.

Туфы светлоокрашенные с желтоватым, реже буроватым или зеленоватым оттенками, витрокластические, кристалло-витролитокластические, с алевропелитовой и псаммитовой структурой, массивной и слоистой текстурой. Состоят из кислого цеолитизированного вулканического стекла, плагиоклазов (андезин), андезитов, роговой обманки, фельзитов и аргиллитов. Цементирующая масса контактово-поровая, крустификационная, пленочная и поровая, глинистого, цеолитового и хлорит-глинистого состава [Государственная..., 2001].

Мощность холмской свиты изменяется в широких пределах: на западе Крильонского полуострова мощность свиты всего 25 м [Воронин, 1987ф], севернее и на восток мощность увеличивается, достигая максимума 1100–1200 м на севере территории [Жиляков, 1981ф; Павлов, 1969ф].

В Легенде к Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3 возраст холмской свиты Ю. Б. Гладенковым определен как позднеолигоценый [Кисляков, 2010ф]. Л. И. Митрофанова холмскую свиту на основании многочисленных палеонтологических остатков относит к раннему миоцену [Митрофанова, 2006ф]. По многочисленным остаткам фауны моллюсков, спор и пыльцы, согласно решениям МСК возраст свиты был принят олигоцен-раннемиоценовым [Решения..., 1998], данное определение авторам кажется более обоснованным.

Татарско-Охотоморская акваториальная СФО

Татарская и Южная Присахалинская СФЗ

С отложениями аракайской, холмской и невельской свит Южно-Сахалинской СФЗ по возрасту и формационному типу на акватории коррелируются отложения сергеевского сейсмокомплекса.

Сергеевский сейсмокомплекс (${}^3P_3-N_{1sr}$) распространен в Татарской СФЗ и фациальных зонах Охотского моря (Южно-Присахалинской СФЗ) крайне неравномерно, выполняя грабенообразные прогибы, локальные грабены, синклинальные зоны и вулканотектонические депрессии. Зафиксирован на поверхности морского дна вдоль западного побережья о. Сахалин, в северной части залива Анива и на крыльях Тонино-Анивского поднятия. На большей части площади отложения сергеевского сейсмокомплекса имеют глинисто-песчаный вулканомиктовый состав, сменяющийся на песчаный и туфо-туфопесчаный в пределах склонов долгоживущих поднятий. В северной части Тернейского прогиба, предположительно, развиты кремнисто-глинистые отложения. В сводах позднепалеогеновых вулканотектонических поднятий (Монеронское и др.), несомненно, широко развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. В обрамлении Крильонского поднятия в нижней части комплекса выделяется базальная толща, отделенная от верхней части локальным несогласием ба.

В Монеронской подзоне Татарской СФЗ отложения комплекса погружены на 3–4 км, тогда как в депоцентрах Южно-Татарской подзоны глубины его погружения достигают 6,5–7 км.

На бортах внутри- и межбассейновых Пионерского и других поднятий комплекс резко сокращается в мощности и в сводах отсутствует или перекры-

вает их своей верхней частью в минимальных (0,1–0,2 км) мощностях. В сводах конседиментационных вулcano-тектонических поднятий, наоборот, фиксируется резкое увеличение мощности комплекса, по-видимому, за счет вулканических и вулcano-кластических фаций, постепенно переходящих в осадочный чехол сопряженных прогибов. В Тернейском прогибе мощность комплекса достигает 1,6–2,0 км. В остальных прогибах и грабенах и синклинальных зонах варьирует от 0,6–0,8 до 1,2 км. Осадочный комплекс ограничен в подошве и кровле несогласиями 6 и 7. Они хорошо распознаются по подошвенному налеганию вышележащих слоев. В депоцентрах прогибов эти отражения конформны поверхностям несогласий. Толща характеризуется непротяженными отражениями переменной амплитуды. Более четко, по сейсмическим данным, устанавливается в прогибах. На склонах прогибов слоистость выражена менее четко. На шельфе Охотского моря нижняя граница выражена изменением граничных скоростей упругих волн с 2000–3700 на 4800–5600 м/с.

В Монеронской подзоне отложения комплекса изучены в юго-западной части по разрезам Виндисской-1 (№ 10, ГК) и Кузнецовской (№ 12, ГК) скважин в интервалах 1470–2180 м и 1000–1630 м соответственно (рис. 5, 6, 7). Вскрытая мощность комплекса составляет 630–710 м. В разрезе отчетливо выделяются две части. Нижняя характеризуется преимущественным развитием туфов андезитов и туфогенных пород, переслаивающихся с туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами (1920–2180 м и 1380–1630 м, мощность 250–260 м). Кремнистые алевролиты и туфоалевролиты преобладают в низах этой части, обнаруживая преемственность с подстилающим западно-камышовым комплексом. Она рассматривается как нижний аракайский подкомплекс и хорошо сопоставляется с одноименной свитой о. Сахалин. Верхняя часть комплекса мощностью 380–450 м сложена чередующимися туфогенными и кремнисто-глинистыми породами. В низах преобладают туфопесчаники и туффиты с прослоями туфоалевролитов, а в верхней части – туфоалевролиты, опоковидные и кремнистые туфоаргиллиты, туфосилициты с подчиненными прослоями туфов и туффитов. Эти отложения фациально схожи с холмской и невельской свитами Западного Сахалина и рассматриваются как холмско-невельский подкомплекс. Суммарная мощность комплекса составляет 2500 м.

Возраст сергеевского сейсмокомплекса обоснован спорами, пылью и фораминиферами, установленными главным образом в разрезах Виндисской-1 и Кузнецовской скважин.

В низах сергеевского комплекса в Виндисской-1 скважине (2060–2180 м) установлены фораминиферы, характерные для нижележащих краснопольевско-такарадайских отложений. Они свидетельствуют о позднеэоценовом возрасте низов сергеевского комплекса. Выше (1660–2000 м) они сменяются комплексом фораминифер с доминирующими *Cyclammina pacifica* и *Gyroidina orbicularis*, типичными для холмской и невельской свит Южного Сахалина. В этой же части разреза (1620–1960 м) в Виндисской скважине выявлен палинокомплекс *Podocarpus totara*, *Tsuga parva*, описанный Н. Я. Брутман из отложений аракайской (Углегорский район), мачигарской, тумской, пилентской свит под названием «центрально-тамлевский», выделенный за пределами листа (олигоцен–ранний миоцен).

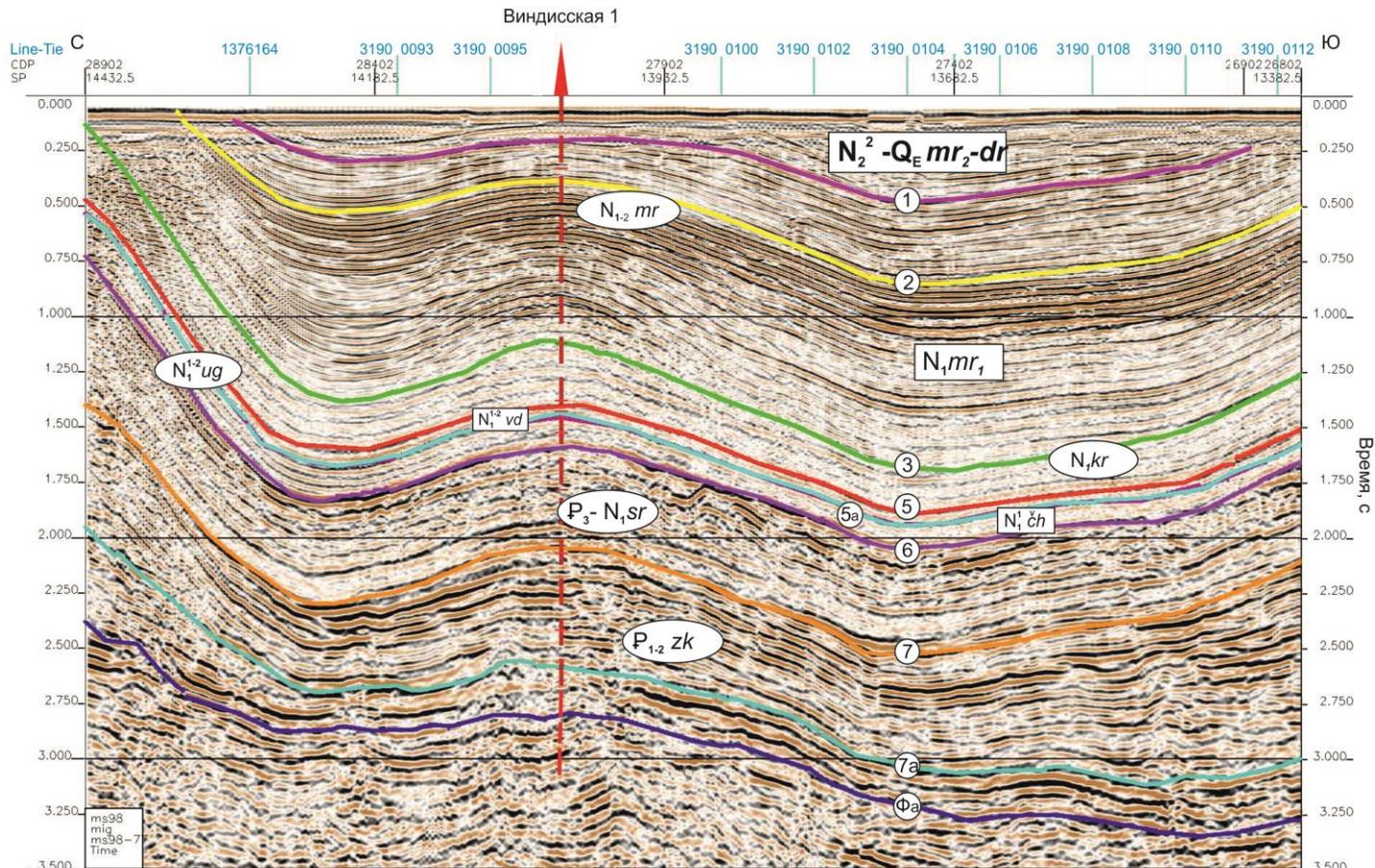


Рис. 5. Строение осадочного чехла в районе скв. Виндиская-1. Фрагмент временного сейсмогеологического разреза [Грецкая, 2013ф].

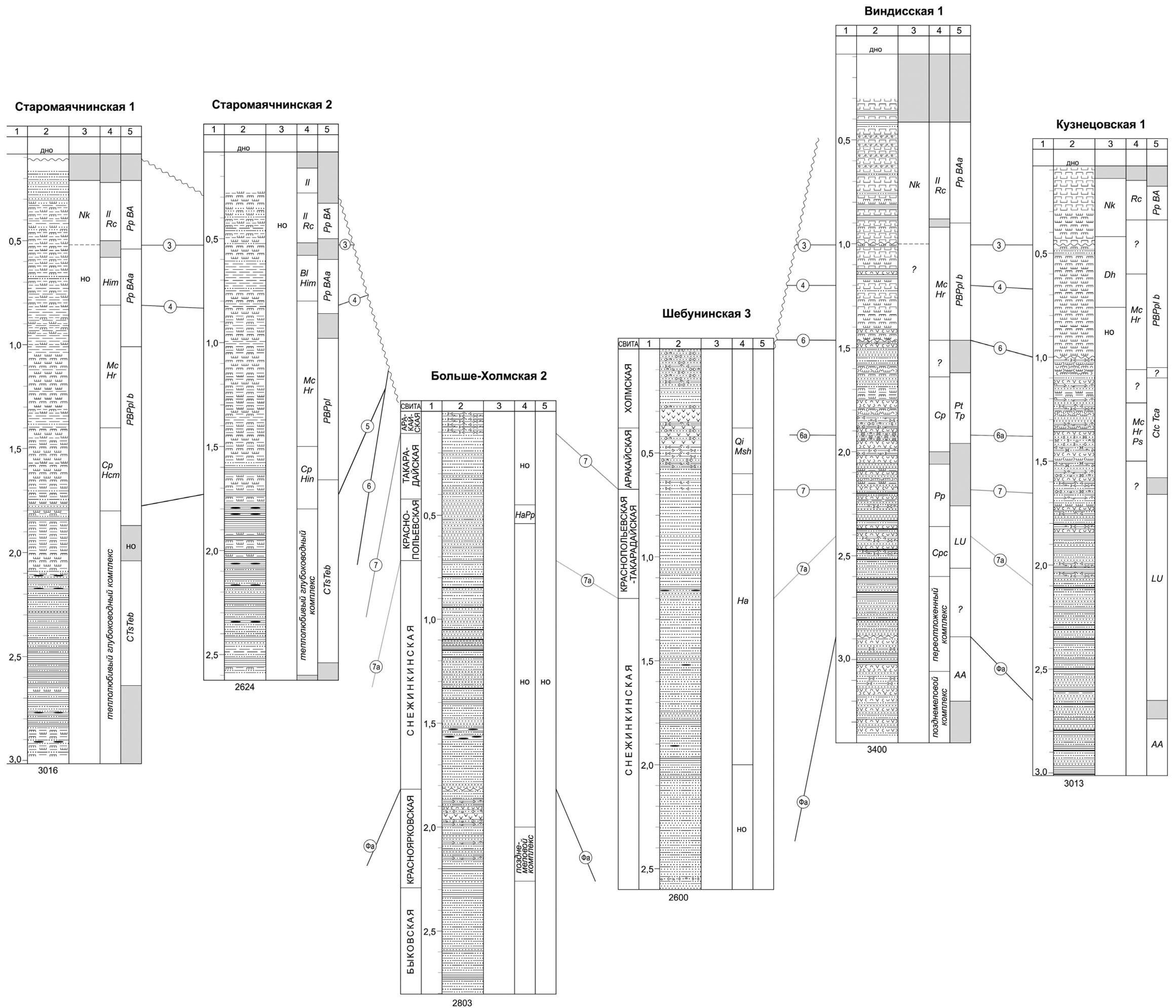
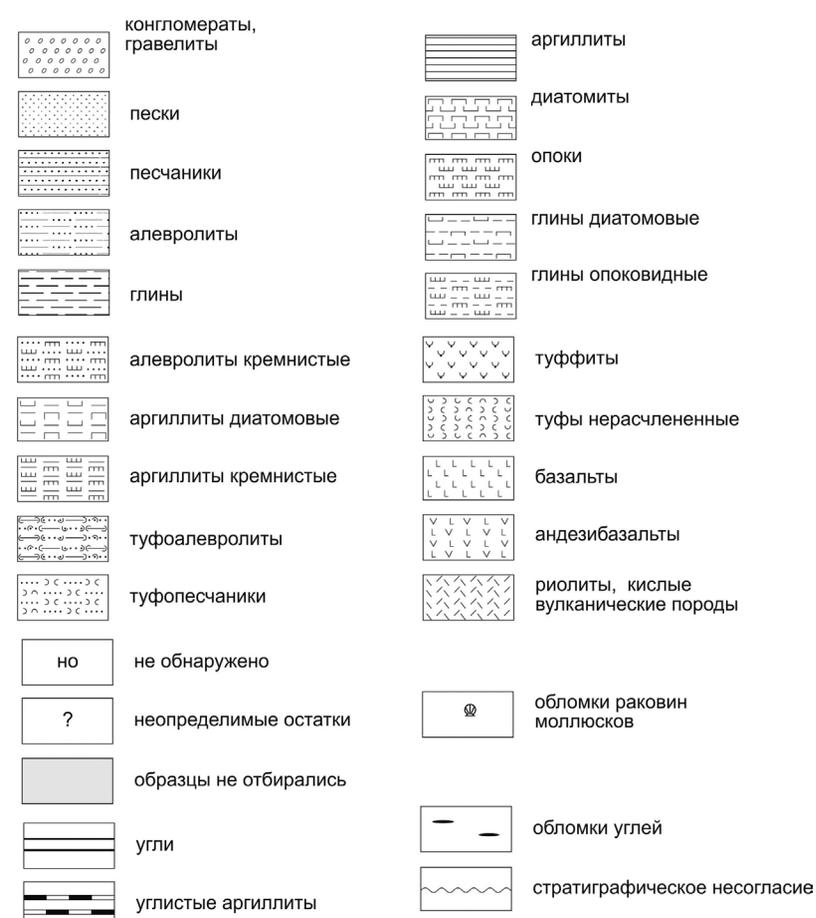
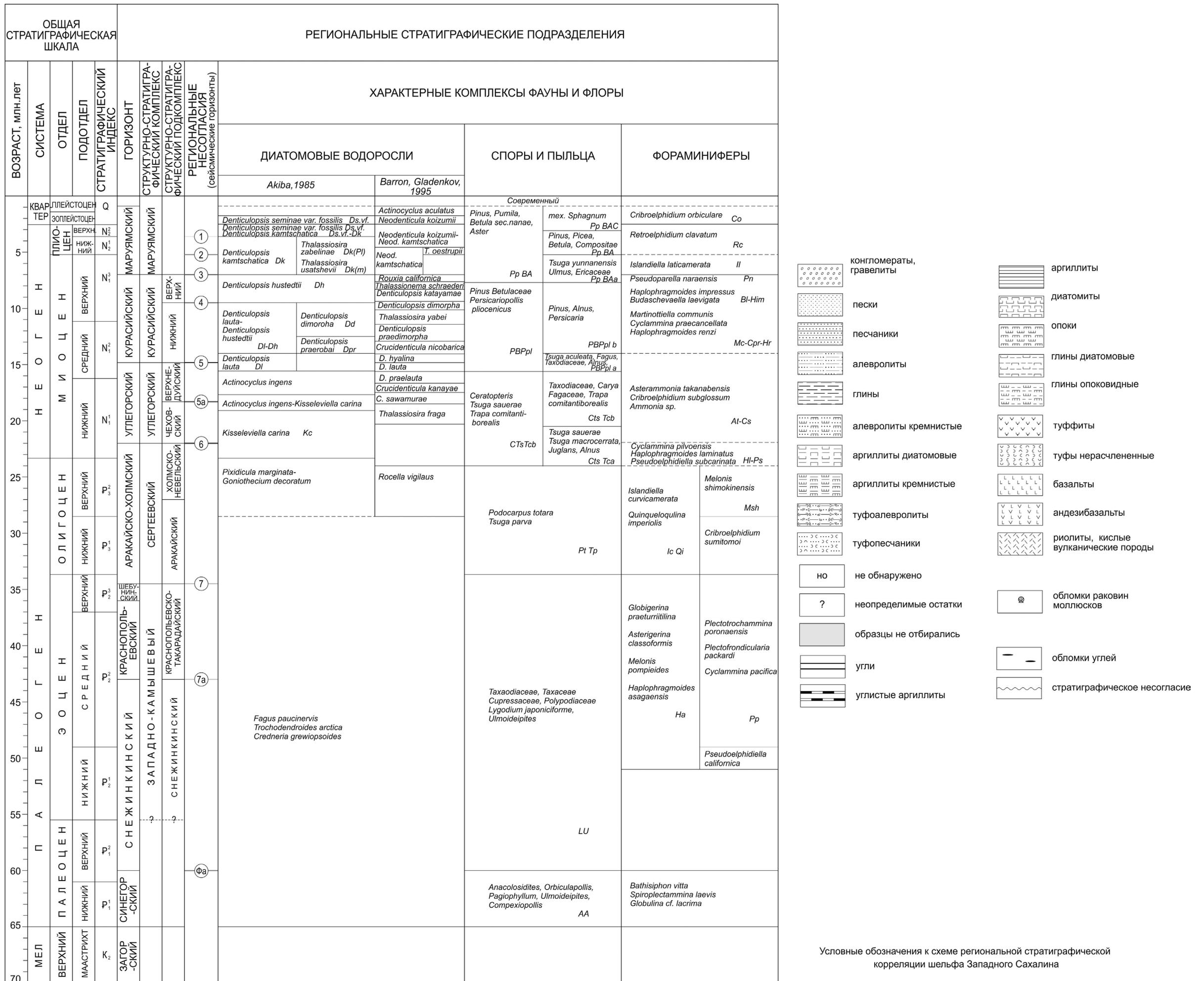


Рис. 6. Схема корреляции разрезов скважин шельфа Западного Сахалина (по Жарову, 2004 г.).



Условные обозначения к схеме региональной стратиграфической корреляции шельфа Западного Сахалина

Рис. 7. Характерные комплексы фауны и флоры для региональных стратиграфических подразделений. Условные обозначения к рис. 10 – схеме корреляции разрезов скважин шельфа Западного Сахалина (по Жарову, 2004 г.).

Верхняя часть сергеевского комплекса охарактеризована раннемиоценовой палинофлорой, обнаруженной в Кузнецовской скважине в инт. 1000–1580 м. Комплекс характеризуется, в отличие от вышеописанного центрально-тамлевского, относительно равным содержанием пыльцы покрыто- и голосеменных растений, обогащением комплекса пыльцой умеренно-теплолюбивых широколиственных растений, появлением пыльцы *Ceratopteris* sp., *C. thalictroideformis* Brutman, *Trapa comitantiborealis* Br. и постоянным присутствием пыльцы *Tsuga saueriae* Br. В районах развития глубоководных отложений возрастает роль микрофитопланктона и цисты динофлагеллят. Похожий комплекс описан Н. Я. Брутман из низов борской, пильской, верхнелангерийской и дагинской свит; уйнинской и энгизпальской свит Сахалина под названием «березовский» [Брутман, 1976].

Япономорская СФЗ. Фациальные зоны шельфа и подводных поднятий

Нерасчлененные отложения олигоцен-миоценового возраста ($^8P_3-N_1$) являются фациальным аналогом сергеевской сейсмтолщи, распространены вдоль материкового склона Приморья, на хр. Окусири и возвышенностях Алпатова, банке Мусаси. Они представлены вулканогенно-осадочными толщами: туфопесчаниками, туфами, туфоаргиллитами, туфоалевролитами, алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками, гравелитами, конгломератами, брекчиями и туфобрекчиями, диатомитами, базальтами, андезибазальтами, андезитами, риолитами, содержат прослой углей. Несогласно залегают на мезозойских отложениях [Леликов, Емельянова, 2007]. Диатомовая флора свидетельствует о континентальных условиях формирования этой толщи [Ingle, 1992; Цой, Шастина, 1999; Леликов, Емельянова, 2007].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Прибрежная СФЗ

Самаргино-Совгаванская и Кемско-Бикинская (Верхнебикинская) подзоны. Кизинский комплекс андезит-базальтовый вулканический представлен своими покровными фациями в Самаргино-Совгаванской и Кемско-Бикинской (Верхнебикинской) подзонах.

Кизинская свита (N_1kz) занимает обширные площади от р. Самарга до северной границы листа, широко распространена в прибрежной полосе на материковом склоне Сихотэ-Алиня. В междуречье Светлая–Кабанья свитой сформированы незначительные по площади покровы, обнажающиеся из-под базальтов шуфанской свиты.

Залегают на размытой поверхности всех более древних стратонов, образуя разного размера базальтовые плато с характерными столообразными, ступен-

чатыми формами рельефа. Сложена свита базальтами, трахибазальтами, андезибазальтами, их лавобрекчиями, туфами, гиалокластитамии, с линзами глин и песков. В основании свиты повсеместно фиксируется горизонт мощностью до нескольких десятков метров палагонитизированных гиалокластитов, палагонитовых туфов и гиалотуфов с отдельными потоками гиалобазальтов, шаровых или подушечных лав. С ними тесно ассоциируют пески, глины, конгломераты. Валунные конгломераты видимой мощностью 25–31 м, залегающие на кузнецовской свите, описаны И. К. Пушиным в верхнем течении р. Самарга. Из конгломератов отобраны отпечатки растений, среди которых Р. С. Климова определила *Metasequoia disticha* (Heer) Miki, *Taxus sulcata* Vajk., *Betula palibinii* Akhmet., *Alnus arasensis* Hazioka и др. среднего миоцена [Пушин, 1973ф]. Значительно реже наблюдаются маломощные (до 20 м) слои лапиллиевых и агломератовых туфов. Основной объем свиты приходится на лавы базальтов и андезибазальтов и их шлаки. К низам этой пачки обычно тяготеют черные плотные породы редкопорфировые, миндалекаменные. Выше преобладают пористые разности более светлой окраски. Облик пород в осадочных горизонтах внутри покровов базальтовых лав по сравнению с колчанской свитой меняется – вместо в разной степени окремненных, твердых пород в разрезах кизинской свиты присутствуют рыхлые и слабоуплотненные белесые, сероцветные глины, пески, галечники. В верхнем течении р. Агзу эти пески и галечники содержат продукты размыва подстилающих образований – опок и силицитов колчанской свиты и вулканитов кедровского комплекса. Мощность свиты в районе достигает 300 м.

Вышеупомянутая флора с учетом данных на соседних площадях позволяет рассматривать возраст свиты в пределах среднего миоцена, чему не противоречат радиологические датировки К-Аг методом. Низкокальциевые базальты имеют возраст 6,37–4,96 млн лет, трахибазальты в некоторых вулканических постройках в верховьях р. Самарга – 3,9–2,96 млн лет [Мартынов, 1999; Геодинамика..., 2006].

Южно-Сахалинская структурно-фациальная зона

Невельская свита (N₇IV) выделена Е. М. Смеховым в 1948 г. в районе г. Невельск. Залегает согласно на нижележащих отложениях холмской свиты. Развита на западном побережье от центральной части п-ова Крильонский до г. Томари и в южной части Анивско-Долинского района. Сложена преимущественно переслаиванием туфопесчаников, туфоалевролитов, алевролитов, аргиллитов, кислых псаммо-алевритовых туффитов, отмечаются прослой гидроэксплозивных туфов. Традиционно свиту подразделяют на две подсвиты. К нижней относят крупное чередование туфопесчаников, туфов (от пепловых до псефолитов), туфоалевролитов. Верхняя подсвита характеризуется более тонким, часто флишоидным переслаиванием вышеперечисленных литологических разностей.

Песчаники, вулканомиктовые песчаники и алевролиты хорошо отсортированы, обладают слоистой, реже массивной текстурой. В составе обломочной части установлены полевые шпаты, кварц, кварциты, андезиты с гиалопилитовой основной массой, алевролиты, редко биотит, роговая обманка, пи-

роксены, рогульчатое кислое вулканическое стекло. В редких прослоях встречается глауконит. Цемент поровый и контактовый, известковисто-глинистый, реже кремнисто-глинистый. Аргиллиты сложены глинистым и опалово-глинистым материалом. Туфопесчаники состоят из угловатых обломков андезитов, вулканического стекла, основных плагиоклазов. В составе обломочной части туфов андезитов преобладают андезиты, в меньших количествах плагиоклазы, вулканическое стекло, алевролиты и аргиллиты. Цементирующая масса контактово-поровая и крустификационная, глинистого, известково-глинистого, реже цеолитового состава [Государственная..., 2001].

В бассейне р. Лютога отмечаются три маркирующих горизонта цеолитизированных туфов риодацитов, прослеживающихся на расстоянии до 22 км. Структура и состав туфов аналогичны туфам холмской свиты.

Севернее широты г. Холмск туфы риодацитов постепенно исчезают, но увеличивается количество прослоев и мощность туфов и туффитов андезитов [Жаров, 2000ф].

На Корсаковском плато невельская свита отличается от подстилающей ее холмской свиты только увеличением доли в разрезе прослоев туфопесчаников и туфов андезибазальтов [Чумаков, 1995ф; Жаров, 2000ф].

На севере территории к невельской свите отнесен комплекс вулканогенно-осадочных и осадочных пород, залегающих стратиграфически выше отложенной холмской свиты и отличающийся от нее большим количеством и мощностью прослоев туфопесчаников и туффитов, образующих иногда пачки флишoidalного переслаивания с алевролитами, туфоалевролитами и аргиллитами. Выходы невельской свиты по западному побережью прослеживаются почти до г. Томари [Жиляков, 1981ф].

Мощность свиты варьирует. В западной части п-ова Крильонский она изменяется от 450 до 1695 м [Воронин, 1987ф]. В скважинах (Угловская-1, Ильинская-1, БД), пробуренных в Сусунайской наложенной впадине, холмская и невельская свиты выделяются как объединенная толща [Воронин, 2012ф]. Подмечено закономерное изменение (увеличение или уменьшение) мощности невельской свиты в зависимости от мощности холмской свиты. Одновременно с увеличением мощности холмской свиты мощность невельской сокращается вплоть до полного ее выклинивания, что хорошо видно на материалах сейсморазведочных работ (сейсмопрофиль по берегу залива Анива, БД) в увязке с материалами бурения. Такие соотношения холмской и невельской свит можно объяснить только фаціальными вариациями в пределах бассейна осадконакопления. В нашем случае районы западного побережья были более приближены к очагам вулканизма чеховского андезибазальтового комплекса. Непосредственно в районе проявления вулканизма мы выделяем чеховскую свиту, сочленяющуюся (по крайней мере) с верхней частью, а в районе мыса Слепиковского – в полном объеме [Жаров, 2001] с невельской свитой по типу «в клин». На некотором удалении от очагов вулканической деятельности привнос вулканогенного материала основного и среднего состава (в том числе и достаточно грубого) сказался на литологическом составе разреза в ступени, позволившей здесь выделить самостоятельное стратифицированное подразделение – невельскую свиту. Этим объясняется и наличие в невельской свите вулканического материала двух типов –

основного (чеховского) и кислого (анивского?), аналогичного кислому материалу в породах холмской свиты. На большем удалении от очагов чеховского вулканизма продолжают накапливаться фации, характерные для холмской свиты. На охотоморском побережье невеликая свита не выделяется.

В свите обнаружены ископаемые остатки моллюсков (слои с *Mytilus ochotensis* – *Mytilus tichanovitschi*) и фораминифер, на основании которых возраст отложений установлен раннемиоценовым.

Чеховский андезибазальтовый комплекс. Чеховская свита (N₁ĉh) выделена Е. М. Смеховым в 1953 г. и входит в состав одноименного андезибазальтового комплекса, представлена в основном вулканогенными образованиями. Распространена в Южно-Сахалинской СФЗ. Лежит согласно на нижней части невеликой свиты, верхнюю часть которой (а в некоторых местах и полностью – район мыса Слепиковского), по мнению большинства исследователей [Решения, 1998], она замещает.

Свита сложена разнотекстурными туфогенными песчаниками, гидроэксплозивными туфами и туффитами от псефитовых до агломератовых. Содержит редкие рвущие тела средне-основного состава, как эффузивного облика (базальты, андезибазальты), так и вулканокластического (гидроэксплозивные туфы – пипериты). В верхней части (300 м) – пачки переслаивания туфоалевролитов, песчаников и туффитов. В южном направлении увеличивается количество туфов. На восточном побережье в ее составе преобладают туффиты и туфы основного состава. При относительной выдержанности вещественного состава свиты, агломераты, брекчии, туфы и туфопесчаники, как правило, не образуют ясно выраженных самостоятельных пластов. Чаще всего встречаются большие по мощности (до 100 м и более) пачки и горизонты, состоящие из сложной, плохо упорядоченной смеси всех перечисленных пород и имеющие в плане линзовидное залегание [Жиляков, 1981ф].

Базальты и андезибазальты – темно-серые до черных массивные, часто сверху пористые, иногда со следами течения, с крупными порфиоровыми выделениями плагиоклазов и темноцветных минералов (оливин, пироксены). Встречаются в виде крупных обломков в составе туфоагломератов и образуют лавовые потоки, мощностью от первых метров до 50 м.

Контакты эффузивов с вмещающими породами обычно неровные, с запыльями, апофизами, карманами. Приконтактные изменения незначительные и выражаются в частичном окремнении вмещающих пород на глубину от 0,2 до 0,5 м [Жиляков, 1981ф].

Псефитовые и псаммитовые туфы кристалло-литокластические, литокристаллокластические. Цемент базальный, поровый, состоит из вулканического стекла, реже карбонатно-хлоритовой массы.

Туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и вулканомиктовые песчаники по составу обломочной части отличаются от таковых в невеликой свите, более основным составом [Государственная..., 2001].

На миоценовый возраст указывают остатки моллюсков и растений, найденных в породах. Чеховская свита охарактеризована несколькими датировками радиологического возраста (К-Аг метод) разных лабораторий в интервале палеогена – раннего миоцена – от 17 до 42 млн лет. Мощность свиты достигает 700 м.

Верхнедуйская свита (N_{vd}) залегает со стратиграфическим несогласием на невельской или холмской свите или с угловым на более древних образованиях. Распространена на всей территории южного Сахалина, выполняя ядра большинства синклиналей и грабен-синклиналей. Верхнедуйская свита начинает новый трансгрессивный цикл осадконакопления в изученном районе. Сложена параличскими отложениями лагунных, озерных, морских прибрежных фаций.

Литологический состав однообразен. Условно подразделяется на два горизонта. Нижний из них, угленосный представлен аргиллитами и алевролитами (0,1–20 м), разнозернистыми песчаниками (0,5–5, редко 20–60 м), в меньшем объеме – гравелитами (2–8 м), углистыми аргиллитами, туфами и туффитами кислого состава синхронным, по-видимому, анивскому дацитовому комплексу вулканическому (до 0,7 м). Горизонт содержит от 5 до 20 пластов и пропластков углей. Мощность изменяется от 70 м на юге до 190 м в северной части. Верхний безугольный горизонт представлен переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями туффитов кислого состава. Мощность с юга на север меняется от 90 до 15 м [Государственная..., 2001].

В Муравьевской наложенной впадине и на Тонино-Анивском полуострове свита выполняет грабенообразные синформы. В Сусунайской наложенной впадине только на Зеленодольской площади (западнее пос. Таранай) двумя скважинами (№ 8, ГК) были вскрыты угленосные отложения, отнесенные к верхнедуйской свите.

Максимальная мощность свиты – 450 м [Государственная..., 2001].

В северной части листа L-54 на побережье Татарского пролива небольшие по площади выходы верхнедуйской свиты встречены на крыльях синклинальных складок. Здесь свита представлена глинистыми песчаниками слабой степени литификации, алевролитами, аргиллитами, переслаиванием упомянутых литологических разностей, гравелитами, конгломератами, с подчиненными прослоями туфов, туфопесчаников, бурых углей и углистых аргиллитов [Жиляков, 1981ф].

По остаткам листовой флоры [Фотьянова, 2001] и моллюсков [Тарасевич, 1973] возраст свиты раннемиоценовый.

Сертунайская свита (N_{sr}) распространена ограниченно на побережье Татарского пролива между поселками Чехов на юге и Новосёлово на севере, согласно залегающая на верхнедуйской свите.

Сложена прибрежно-морскими отложениями, согласно залегающими на пресноводно-континентальных образованиях верхнедуйской свиты. С отложениями нижележащей верхнедуйской и вышележащей курасийской свит породы сертунайской свиты связаны постепенными переходами. Граница с верхнедуйской свитой проводится по смене глинистых песчаников с линзами углистых аргиллитов вверх, по разрезу песчаниками мелкозернистыми с конкрециями известковистых песчаников с обильной морской фауной. Верхняя граница свиты проводится условно по подошве пачки опоковидных светло-серых алевролитов с мергелистыми конкрециями.

На западном побережье свита сложена песчаниками в нижней части среднезернистыми, кверху сменяющимися мелкозернистыми массивными, слабой плотности, серого, светло-серого, буровато-серого цветов, плохо сортирован-

ными полимиктовыми, с рассеянной галькой и гравием, с включениями и линзами алевролитов и аргиллитов. Обломочный материал породы представлен кварцитами, кварцем, эффузивными и кремнистыми породами, плагиоклазами, слюдами, глинисто-хлоритовыми породами, рудными минералами. Встречаются зерна циркона, граната, пирита, а также растительный детрит, остатки диатомовых водорослей. Цемент базального типа, реже поровый глинистый, кремнисто-глинистый по составу. Песчаники вверх по разрезу постепенно сменяются алевролитами того же, полимиктового состава. Верхняя часть свиты представлена глинистыми алевролитами светло-серой и желто-серой окраски с мергелистыми конкрециями.

Характерными для сертунайской свиты являются горизонты конкреций известковистых песчаников и мергелей. Конкрекции уплощенной, линзовидной формы (до 0,5 м в диаметре) содержат обильную фауну [Жиляков, 1981ф].

Южнее сертунайскую свиту как самостоятельное стратиграфическое подразделение не выделяют, относя литологически схожие отложения к верхней безугольной пачке верхнедуйской свиты.

Мощность свиты в районе пос. Чехов составляет 120 м, у пос. Новосёлово – около 200 м.

На западном побережье в сертунайской свите в разные годы собраны многочисленные остатки ископаемой фауны (определения Л. А. Поповой и В. О. Савицкого): *Mizuchopecten* cf. *subyessoensis* Yok., *M. vatschiense* Laut., *Yoldia* cf. *traciaeformis* Stor., *Mya arenaria* Linne, *Panore* cf. *simotomensis* Otuka, *Macoma* ex gr. *Optiva* Yok., *Clinocardium* aff. *kinsimaria* Mak., *Anadara* cf. *tatarica* Kogan, *Dosinia* cf. *susiensis* Pyina.

Возраст свиты на основании этих находок устанавливается как средний миоцен.

Верхнедуйская и сертунайская свиты объединенные (N₁vd+sr) выделены в районе пос. Взморье. Верхнедуйскую свиту здесь представляют песчаники слаболитифицированные, алевролиты, аргиллиты. В разрезе насчитывается до восьми пластов бурых углей, пять из которых имеют мощность до 1,5 м. К сертунайской свите отнесена пачка слабосцементированных песчаников и песчанистых алевролитов, с редкими линзами гравелитов и рассеянными гравием и галькой. В песчаниках найдены остатки фауны, характерные для верхних горизонтов сертунайской свиты западного побережья [Жиляков, 1981ф].

Анивский дацитовый вулканический комплекс. Анивская свита (N₁an) входит в состав одноименного вулканического комплекса. Выделена В. И. Головинским в 1963 г. Развита в южной части п-ова Крильонский в пределах Монеронско-Крильонской СФЗ. Выходит на поверхность дна в зоне акватории, примыкающей к южному окончанию п-ова Крильонский в Анивской подзоне Южной Присахалинской СФЗ [Геологическая..., 2001]. На нижележащих верхнемеловых отложениях залегает со стратиграфическим и угловым несогласием. Представлена вулканогенно-осадочными, вулканогенными и (в меньшем объеме) осадочными образованиями: туфопесчаниками, туфогравелитами, вулканомиктовыми конгломератами, кремнистыми и опоковидными аргиллитами, туфоалевролитами, туфодиатомитами, линзовидными горизонтами гру-

бообломочных и псаммитовых гидроэксплозивных туфов дацитов, дациандезитов (15–100 м), туффитов (5–45 м). Повсеместно в основании выделяется нижний базальный горизонт, представленный пластом (2–10 м) вулканомиктовых конгломератов, кверху последовательно сменяющихся крупнозернистыми (до 6 м) и мелкозернистыми (55–120 м) вулканомиктовыми песчаниками и песчанистыми алевролитами (50–130 м). Во всех разностях присутствуют рассеянные гальки и гравий, известковисто-глинистые конкреции, остатки моллюсков [Воронин, 1978ф, Государственная..., 2001].

Площадь выхода свиты в акватории установлена по морфологии подводного рельефа. Береговые разрезы анивской свиты непосредственно прослеживаются на поверхности значительных по площади бенчей без видимых фациальных изменений. Развитие свиты в акватории подтверждается драгированием в проливе Лаперуза туфов, туффитов, тефроидов дацитов, андезитов, гидрокластитов андезитов, туфопесчаников, туфоалевролитов. Определены остатки диатомовых водорослей средне-позднемиоценовых зон. Мощность свиты достигает 1100 м. Возраст по остаткам моллюсков и фораминифер принят как средне-позднемиоценовый.

Монеронско-Крильонская СФЗ

Восточномонеронская толща (N₁vm) развита на восточном побережье о. Монерон от бух. Южная до северной оконечности бух. Чупрова. Представлена чередованием алевролитов, песчаников, туффитов, туфов псаммитовых, алевритовых, реже пелитовых, аргиллитов, редко диатомитов. Отмечаются следы биотурбации, остатки крабов и чешуи рыб. Присутствуют конкреции с фауной моллюсков. Среди алевролитов отмечаются известковисто-глинистые конкреции с редкими отпечатками листовой флоры, скоплениями остатков моллюсков, панцирей крабов и ежей [Жиляков, 1968ф; Государственная..., 2001].

Песчаники и алевролиты являются вулканомиктовыми. Основной объем обломков представлен кислыми и средними эффузивами. Отмечаются плагиоклазы, вулканическое стекло, пироксены, роговая обманка. Цемент порового или контактового типа, глинистого, реже опалово-глинистого состава. Аргиллиты обладают беспорядочной линзовидно-слоистой структурой. Пелитовая фракция составляет 75–80 % массы породы.

Туфы и туффиты кристаллокластические, лито-кристаллокластические, псаммитовой, алевритовой, реже пелитовой и псефитовой структуры. Состоят из плагиоклазов, зеленой роговой обманки, клинопироксенов, эффузивных пород. Цемент контактивно-порового и базального типа, состоит из вулканического стекла с примесью глинистого материала. Диатомиты содержат остатки диатомовых водорослей до 45 % объема породы.

Мощность толщи не превышает 150 м.

В отложениях толщи обнаружены многочисленные остатки моллюсков, диатомовых водорослей и фораминифер [Ерохов, 1971; Куделькин, 1983] широкого диапазона распространения – от раннего до позднего миоцена. Возраст толщи на этом основании принимается миоценовым.

Татарская и Южная присахалинская структурно-фациальные зоны

В пределах акватории миоценовые отложения, по данным сейсмического профилирования, включают несколько стратиграфических подразделений (рис. 8).

Углегорский сейсмокомплекс погребенный (${}^6N_{1ug}$) имеет наибольшее распространение и мощность отложений в Южно-Татарской подзоне Татарской СФЗ. От отложений сергеевского комплекса он повсеместно отделен региональным несогласием 6, а в кровле ограничен несогласием 5. Отложения комплекса трансгрессивно перекрывают нижележащий сергеевский комплекс либо выклиниваются на него и поверхность акустического фундамента (рис. 5). Мощность углегорского комплекса максимальна (2,2–2,7 км) в депоцентрах Тернейского прогиба. В остальных прогибах и синклиналиных зонах она не превышает 1,1–1,2 км, но обычно изменяется от 0,5 до 0,8 км. По характеру волновой записи, соотношению с подстилающими образованиями и особенностями выполнения грабенообразных прогибов в составе углегорского комплекса выделено два подкомплекса: чеховский и верхнедуйский.

Чеховский подкомплекс (${}^6N_{1ch}$) выделен в нижней части углегорского сейсмокомплекса, наиболее широко распространен в южной части Южно-Татарской подзоны в Южно-Татарском осадочном бассейне. Подкомплекс надстраивает раннерифтовый сергеевский комплекс, формируя основное выполнение рифтогенных структур Тернейского прогиба. В прибрежной части Южно-Татарского бассейна подкомплекс формирует маломощный (0,1–0,3 км) чехол отложений, обычно с трудом отделяемый от верхней части углегорского комплекса.

Верхнедуйский подкомплекс (${}^6N_{1vd}$) слагает верхнюю часть углегорского комплекса, отделен от чеховского подкомплекса несогласием 5а. Отложения подкомплекса трансгрессивно перекрывают подстилающие отложения, выклиниваясь на поверхность фундамента вдоль приматерикового борта Южно-Татарского бассейна. Комплекс имеет более глубоководные фации и глинистый состав в сравнении с чеховским подкомплексом. Мощность подкомплекса также максимальна (более 1 км) в Тернейском прогибе, где он выполняет поздне-пострифтовый чехол.

Фациальным аналогом верхнедуйского подкомплекса является кизинская свита (N_{1kz}), представленная базальтами, андезибазальтами, гиалокластитамы, туфами и туффитами, развитая преимущественно на суше, но выходящая на дно в пределах Приморского шельфа. Возраст ее также миоценовый.

Непосредственно в сторону Сахалина отложения углегорского комплекса образуют единый горизонт с перекрывающими их образованиями кура-сийской свиты (${}^6N_{1ug-kr}$). В литологическом отношении он состоит из песчаников, алевролитов, кремнистых и опоковидных аргиллитов, прослоев конгломератов, туфов, углистых аргиллитов и углей. Верхняя часть ее в скв. Кузнецовская-1 в инт. 1330–1520 м представлена песчаниками с прослоями опоковидных глин и линзами углей.

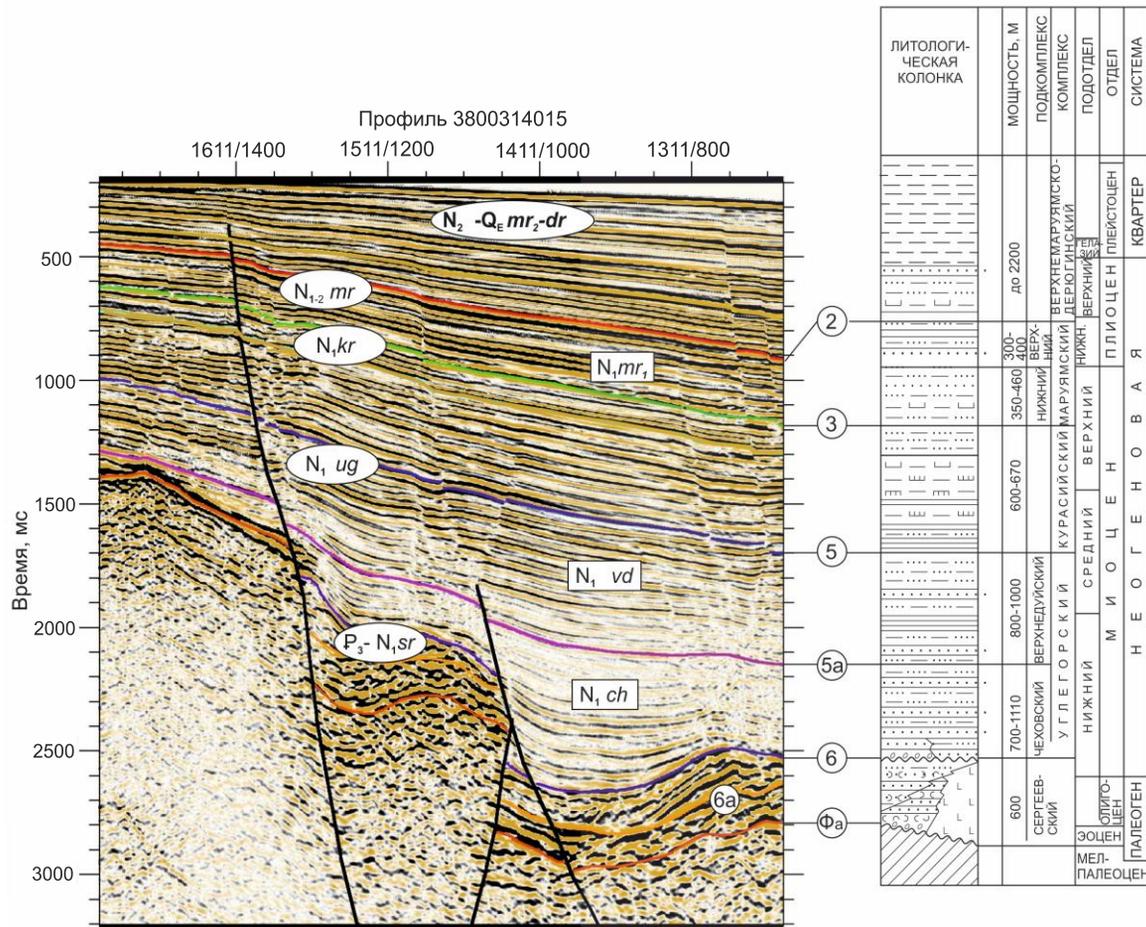


Рис. 8. Временной сейсмический разрез по профилю 3800314015. Самаргинская структура [Жаров, 2000ф].

Углегорский комплекс (верхнедуйский подкомплекс) вскрыт в скважинах Старомаячинская-1,2 (№ 1,2; ГК) в интервалах 1780–3016 м и 1740–2624 м соответственно (рис. 6). В этих разрезах он сложен кремнистыми аргиллитами, перекристаллизованными опоками, алевролитами с прослоями песчаников, скрепленных глинистым и глинисто-карбонатным цементом. В нижней части разреза (скв. Старомаячинская-1, 2110–3016 м) в шламе также встречаются мелкие линзы битумных углей. Отложения содержат спорово-пыльцевую зону *Pinus*, *Betula*, *Persicariopollis pliocenicus* палинокомплекса *Tsuga aculeate*, *Taxodiaceae*, *Liquidambar u Simplocos*, который характеризуется сообществом теплолюбивых видов. Фораминиферы, описанные в этой части разреза: *Asteroammonia takanabensis* (Yshizaki), *Cribrorhynchium subglobosum* (Volosh.), *Elphidiella annae* (Volosh. et Borovl.), *Buccella subconica* Budash., *Poropullenia bulloides* Volosh., *Islandiella smechovi* Volosh, типичны для отложений конца нижнего миоцена и начала среднего миоцена, а присутствие в комплексе астероаммоний свидетельствует о климатическом оптимуме.

На основании вышеприведенных данных и с учетом тесной корреляции отложений с одновозрастными и формационно подобными подразделениями Западного Сахалина возраст углегорского комплекса принят миоценовым.

Нижне-среднемиоценовые отложения, коррелятивные углегорскому комплексу, широко распространены на Западном Сахалине. Они представлены чеховской, верхнедуйской и сертунайской свитами. Последние обычно включают в углегорский региональный стратиграфический горизонт Южного Сахалина [Гладенков и др., 1998].

Курасийский сейсмокомплекс (${}^sN_{kr}$) распространен в Татарской СФЗ. Отвечает курасийскому стратиграфическому региональному горизонту. От нижележащего углегорского комплекса он отделен региональным несогласием 5, уверенно прослеженным по всей площади. Отложения комплекса накапливались в условиях глобального эвстатического подъема уровня моря на фоне региональных нисходящих движений, что определило его общий глинистый состав. В большинстве прогибов кровля комплекса погружена на глубины от 1,5 до 2–2,5 км и только в депоцентре Тернейского прогиба находится на глубинах 4–5,5 км. В сводах антиклинальных зон и долгоживущих поднятий кровля комплекса располагается на отметках 0,1–1,0 км и выходит на поверхность вдоль большей части западного побережья о. Сахалин. В Татарской СФЗ мощность комплекса постепенно увеличивается с севера на юг, достигая в депоцентрах Монеронского прогиба 1 км. Над Пионерским поднятием и в сводах других конседиментационных поднятий комплекс сокращается по мощности до 0,1 км и участками выклинивается на нижележащие отложения. Положительные и отрицательные морфоструктуры предыдущего раннемиоценового этапа он перекрывает с незначительным изменением мощности только его нижней части.

Отложения сейсмокомплекса выходят на поверхность дна в Восточно- и Западно-Анивском прогибах и фрагментарно в обрамлении о. Сахалин. В Южно-Татарской СФЗ кровля его погружена до 4 км. Подошва отождествляется с сейсмогоризонтом III – поверхностью трансрегионального несогласия, которое определяет начало крупного цикла морского трансгрессивного накопления. Мощность толщи изменяется в пределах от 0 до 1450 м [Кали-

шевич,1975]. По органическим остаткам возраст отложений установлен средне-позднемиоценовым.

Курасийский комплекс вскрыт Виндисской (№ 10, ГК) и Кузнецовской (№ 12, ГК) скважинами в интервалах 1005–1470 м и 460–1000 м соответственно. Он представлен однообразной толщей опок, опоковидных алевролитов и аргиллитов. В Кузнецовской скважине верхняя часть комплекса (460–670 м) условно выделена как верхний подкомплекс, сложенный преимущественно алевролитами с прослоями, пачками и крупными силлоподобными линзами вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Здесь наравне с кремнистыми разностями присутствуют прослойки диатомитов и известковистых алевролитов.

Наиболее полно курасийский комплекс изучен в Южно-Татарском бассейне Старомаячинскими 1-й (520–1780 м) и 2-й (530–1740 м) скважинами [№ 1,2, ГК]. Нижний и верхний подкомплексы здесь слабо отличимы и сложены главным образом перекристаллизованными опоками, опоковидными глинами, кремнистыми аргиллитами и алевролитами с редкими слоями глауконитовых песчаников.

В разрезах Старомаячинских скважин (№ 1,2, ГК) прослеживается комплекс фораминифер, характерными формами которого являются *Martinoitiella communis* (Orb.), *Bathysiphon edurus* Volosh., *Haplophragmoides indentatus* Volosh., *H. renzi* Asano, *Cyclamina pilvoensis* Volosh., *C. ezoensis* Asano, единично *Spirosigmoilinella compressa* Mats. Из секреторных форм в небольших количествах встречаются: *Bulimina pseudotorta* Cushm., *Euuvigerina auberiana* (Orb.), *Pseudoparrella relizensis* Kleip., *Epistominella* sp. Сходный комплекс фораминифер типичен для отложений курасийской свиты Южного Сахалина. Он характерен для условий глубоководной седиментации и характеризует обстановку накопления комплекса в Южно-Татарском бассейне.

На основании приведенных данных возраст курасийского комплекса принят миоценовым.

Южно-Сахалинская СФЗ

Курасийская свита (N_{kr}) распространена широко на изученной территории в Южно-Сахалинской СФЗ, выполняя ядра большинства крупных синклиналей. Ее стратотип расположен у пос. Новосибирское (бывшее Кураси). Выделена К. Уватоко (1925 г.). На верхнедуйской и сертунайской свитах залегает согласно, на более древних (вплоть до верхнемеловых – Крильонский полуостров), трансгрессивно, с угловым несогласием.

В условиях трансгрессивного залегания в основании выделяется базальная часть мощностью от 6 м на западе до 150 м в восточной части, сложенная песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов с прослоями (0,1–4,0 м) аргиллитов и тонкими линзами (до 3 см) угля. Доминируют в разрезе опоковидные кремнистые аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников и диатомитов с горизонтами известково-глинистых конкреций шарообразной и эллипсоидальной формы диаметром до 2–3 м. Состав свиты не претерпевает значительных изменений по площади.

Туфокремнистые алевролиты и аргиллиты в составе алевро-псаммитовой обломочной части содержат кварц, среднекислые плагиоклазы, глауконит, рогульчатое вулканическое стекло. Основная масса представляет собой почти изотропный тонкий агрегат опала с примесью пепловых частиц и остатками радиолярий и диатомовых водорослей.

Обломочная часть песчаников и туфопесчаников представлена обломками андезибазальтов, кварцитов и кремнистых пород, кварцем, плагиоклазом. В значительном объеме (до 30 %) присутствует глауконит. Цемент порового и базального типа, хлоритово-глинистого состава [Государственная..., 2001].

Авторами ГК-200/2 курасийская свита подразделена на две подсвиты. К нижней подсвите ими отнесена вся курасийская свита в объеме ее традиционного выделения, а к верхней – отложения, традиционно выделявшиеся ранее как нижняя часть маруямской свиты в ядрах Лютогской, Краснодонской, Партизанской (по названиям рек) и некоторых других синклиналей. Такие же, литологически аналогичные породы в Сусунайской наложенной впадине ими же были отнесены к маруямской свите [Государственная..., 2001; Жаров, 2000ф]. Объем и литологический состав вновь выделенного образования не соответствовали стратотипу курасийской свиты, таким образом был нарушен один из основных принципов геологического картирования для местных стратиграфических подразделений – опознаваемость на местности [Стратиграфический..., 2008]. Поводом для выделения верхней подсвиты курасийской свиты для авторов послужили возрастные определения по диатомовым водорослям, которые здесь показывали больший возраст относительно возраста нижней пачки маруямской свиты в стратотипе в опорном разрезе по р. Мал. Такой. Мощность верхней подсвиты – 475–600 м.

В опорном разрезе верхней части курасийской свиты, изученном авторами по восточному побережью п-ова Крильонский, наблюдается переходная пачка (27,5 м) между курасийской и маруямской свитами, где чередуются пласты пород, характерные для курасийской и маруямской свит. В отобранных из этой пачки пробах обнаружены диатомовые водоросли (определения И. Б. Цой, ТОИ ДВО РАН): род *Denticulopsis* (16,4–17,8 %) (*D. simonsenii*, *D. vulgaris*, *D. hustedtii*, *D. hyalina*), виды *Actinocyclus ingens* (7–9,8 %), *Ikebea tenuis* (10,6–13,2 %). Все эти виды, а также виды *Thalassiosira yabei*, *Nitzschia heteropolica* *N. umaoiensis*, *Azpeitia endoi*, *Rouxia californica*, *Proboscia barboi*, *Coscinodiscus gracilis*, *Stephanogonia hanzawae*, *Stephanopyxis schenckii*, *Thalassionema hirosakiensis*, *Mediaria splendida*, *Thalassiosira manifesta*, *Th. praenidulus* и др. свидетельствуют, что пачка относится к зоне *Thalassiosira yabei* возрастного диапазона 9,5–11,5 млн лет (рис. 9).

Согласно Унифицированной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина и Курильских островов [Решения, 1998], граница курасийской и маруямской свиты проводится по границе зон *Neodenticula kamtschatica* – *Denticulopsis hustedtii* (по Koizumi, 1977, 1979), что соответствует зоне *Neodenticula kamtschatica* подзоны А (Barron, Gladenkov, 1995), то есть с возрастом 6–6,5 млн лет, что было принято на основании определений возраста маруямской свиты по стратотипическому разрезу на р. Мал. Такой. Для Ильинского разреза Л. И. Митрофанова возраст курасийской свиты определяет зоной *Denticulopsis lauta* – *Denticulopsis hustedtii*

(*Thalassiosira yabei*, *Denticulopsis dimorpha*) и *Denticulopsis hustedtii* *Thalassionema schraderi*, *Denticulopsis katayamae*, *Rouxia californica*) [Митрофанова, 2006ф], возраст которых в настоящее время принимается как средний – верхний миоцен (15,5–6,5 млн лет). В то же время возраст границы курасийской и маруямской свит в Макаровском разрезе И. Б. Цой относит к зоне *Denticulopsis simonsenii* – *Denticulopsis hyaline* и определяет в 14 млн лет [Tsoy, Akiba, 2000].

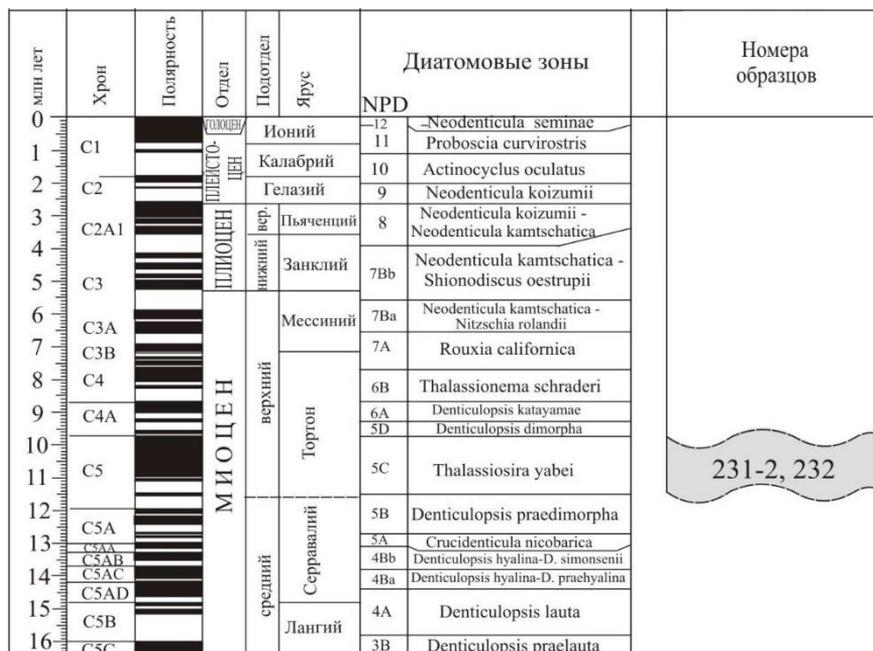


Рис. 9. Схема корреляции комплексов диатомей переходной пачки на границе курасийской и маруямской свит. Восточное побережье п-ова Крильонский.

Таким образом, граница курасийской и маруямской свит имеет скользящий возраст, отражая тем самым изменяющиеся во времени фациальные условия бассейна седиментации. Курасийская свита накапливалась в условиях более-менее глубоководного бассейна и высокого содержания кремнезема, а маруямская свита – в более мелководных условиях.

На основании изложенного авторы считают неоправданным выделение верхней подсвиты курасийской свиты и возвращаются к традиционному, основанному, в первую очередь, на литологических характеристиках, принципу определения границы курасийской и маруямской свит. В этой связи выделение курасийской свиты в ряде скважин Сунайской наложенной впадины (Лозинская-1, Зеленодольская-1 (№ 6, 8, ГК) [Воронин, 2012ф] только на основании их попадания в зоны ниже *Neodenticula kamschatica*, при данных геофизических исследований в скважинах, вполне сопоставимых с таковыми по маруямской свите, считаем не вполне корректными.

Мощность свиты достигает 1050 м.

Нерасчлененные отложения верхнего миоцена (${}^8N_1^3$) западной части Татарского пролива, примыкающей к материку (Южно-Татарская подзона Татарской СФЗ, Япономорская СФЗ), выделены на сейсмических разрезах в виде слоистой толщи, которая трансгрессивно, с подошвенным налеганием слоев перекрывает акустический фундамент. Верхняя граница толщи также несогласная и связана с трансгрессивным перекрытием покровными отложениями верхнемаруямско-дерюгинской ССК. Вероятно, рассматриваемые отложения представлены в основном рыхлыми песчаниками, глинами и песками. В районе выхода толщи на поверхность ее мощность не превышает нескольких десятков метров, возрастая на восток к центральной части Татарского пролива до 500–700 м. Здесь она сопоставляется с верхами нижнемаруямского ССК. В Япономорской СФЗ нерасчлененные отложения верхнего миоцена представлены песчаниками, алевролитами, опоками, кремнистыми диатомовыми аргиллитами, глинами, диатомовыми глинами, глинистыми диатомитами, диатомитами, туфодиатомитами, туффитами, туфогравелитами, туфоконгломератами, туфоалевролитами. Комплексы диатомовых аналогичны верхнемиоценовым из отложений шельфа и материкового склона Приморья. Верхнемиоценовые отложения сходны по литологическому составу и залегают с постепенными переходами на шельфе и ряде возвышенностей, и поэтому на карте они показаны в виде единой толщи.

Нижнемаруямский сейсмокомплекс (${}^8N_{1mr_1}$) распространен в Южно-Татарской структурно-фациальной подзоне Татарской СФЗ, выделен из состава нижней части маруямской свиты. В Старомаячинских (С-1 – дно–520 м, С-2 – дно–530 м) скважинах нижнемаруямский комплекс сложен чередованием диатомитов, опоковидных и уплотненных алевролитистых глин и алевролитов, сменяющихся в верхах переслаиванием глинистых песчаников и алевролитов. Отличается от верхней части маруямской свиты по выделенным в шельфовых скважинах комплексам диатомовых водорослей, фораминифер и споровой пыльцы вблизи границы среднего и нижнего плиоцена, т. е. около 3,6 млн лет. В разрезах скважин встречен комплекс диатомовой флоры, который соответствует зоне *Neodenticula kamtschatica* (вторая половина позднего миоцена – ранний плиоцен).

Комплексы фораминифер, выделенные в этой части разреза, характеризуются присутствием секретионных раковин: *Retroelphidium clavatum* (Cushm.), *Ammonia sobrina* (Shupack), *Buccella citronea* (Leon.), *B. frigida* (Cushm.), *Criboelphidium goesi* (Stched.), *Elphidiella nutovoensis* (Bor.), *Pseudoelphidiella nitida* (Cushm.), *Islandiella laticamerata* (Volosh.) и др. Единичными экземплярами являются – *Elphidiell arcens* (Stched.), *Saidovella nagaoi* (Asano). Наибольший интерес, с позиций нефтегеологического анализа, представляет нижняя часть нижнемаруямского подкомплекса, поскольку на Углегорском участке шельфа (Ламанонский прогиб) (лист М-54) именно в ней локализованы залежи газа. Мощность отложений сейсмокомплекса составляет 2500–3000 м.

Япономорская структурно-фациальная зона

Валентиновская свита (N_{1v}) выделена И. И. Берсеневым [Берсенева и др., 1987] в зонах шельфа и подводных поднятий Японского моря. Сложена диатомово-глинистыми породами с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, туфоалевролитов, туфопесчаников и туфогенных песчаных известняков. Мощность свиты – 300–550 м, время формирования, по данным диатомового анализа – 16,5–5,1 млн лет.

Разрез этих отложений в интервале глубин 2700–3300 м начинается горизонтом базальных конгломератов, сложенных валунами и галькой пород фундамента, свидетельствующих о прибрежно-морских условиях их отложения. Выше залегают диатомовые глины, туфогенные глины и туфы, иногда с рассеянным гравием и щебнем эффузивов и филлитов [Берсенева и др., 1987].

МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН

Хоккайдо-Сахалинская СФО

Монеронско-Крильонская СФЗ

Монеронский базальтовый вулканический комплекс. Монеронская толща (N_{1-2mn}) в составе монеронского вулканического базальтового комплекса слагает верхнюю часть современной постройки о. Монерон. На восточно-монеронской толще залегают с размывом. Нижняя граница проводится в основании горизонта (до 8 м) туфоконгломератов или грубообломочных брекчий. Толща обнаруживает тесную генетическую связь с комплексом проникающих субвулканических даек, штоков и силлов долеритов и базальтов. Представлена чередованием лав, лавобрекчий, гидроэксплозивных туфов, туфов базальтов и андезибазальтов, прослоев туфопесчаников, туфогравелитов.

В нижней части выделяются подушечные лавы базальтов и андезибазальтов, вулканические агломераты и гиалокластиты, формирующие линзовидные горизонты мощностью 20–50 м с прослоями псаммитовых туфов (0,6–5 м), вулканомиктовых туфобрекчий (3–25 м), туфогравелитов и туфопесчаников (до 1 м), линзами и прослоями (0,3–1,5 м) вулканомиктовых алевролитов. В районе бывшего пос. Красный отмечена пачка (до 40 м) чередования песчаников и алевролитов с редкими угловатыми обломками (до 0,1 м) и валунами (до 0,4 м) базальтов. Верхнюю часть (около 125 м) слагают лавобрекчий (30–40 м) и лавы, бронирующие вершинную часть острова. Мощность толщи, полученная графически – более 320 м.

Базальты и андезибазальты лавовых «подушек» обладают эвпорфировой структурой, сменяющейся в корковой части микропорфировой и затем витропорфировой структурами. Порфиробласты представлены плагиоклазами (№ 65–85), оливином и клинопироксеном. Микролитовая основная масса сложена хлоритизированным вулканическим стеклом ($n = 1,579$), микролитами плагиоклазов (№ 50–65), клинопироксеном, оливином и магнетитом.

Туфопесчаники состоят из обломков измененных базальтоидов, вулканического стекла, плагиоклазов и пироксенов. Цемент порового типа, известко-

вистого состава. В туфопесчаниках обнаружены многочисленные остатки ископаемой фауны моллюсков, на основании которых возраст толщи принимается позднемiocеновым–плиоценовым.

Сихотэ-Алинская СФО

Прибрежная СФЗ

Образования данного возрастного диапазона представлены шуфанским комплексом базальтовым, выделенным в Кемско-Бикинской (Верхнебикинской) подзоне Прибрежной СФЗ. Представлен покровными образованиями.

Шуфанская свита ($N_{1-2}šf$) распространена преимущественно в южной части изученного района в Кемско-Бикинской (Верхнебикинской) подзоне. Залегает несогласно с размывом на всех более древних образованиях, перекрывающие образования в районе не установлены. Базальтоиды свиты слагают обширное Верхнебикинское плато и ряд его более мелких фрагментов с характерными столообразными формами. Строение покровов простое, сложены они чередующимися потоками (5–25) мощностью 5–50 м оливиновых базальтов, часто разделенными маломощными слоями песков с глинами, которые крайне невыдержаны по мощности и простираению. В основании разреза обычно залегают маломощный (до 5 м) базальный горизонт галечников. Базальты обычно оливиновые, на отдельных участках встречаются безоливиновые двупироксеновые андезитбазальты, а также щелочные и умереннощелочные базальты.

Мощность свиты достигает 300 м. Позднемiocеновый–раннеплиоценовый возраст шуфанской свиты установлен на соседних площадях на основании палинологических данных и одного комплекса флоры из базального горизонта (р. Кабанья).

Татарская и Южная Присахалинская СФЗ

Курасийский и маруямский сейсмокомплексы нерасчлененные (${}^sN_{1-2}kr-mr$) выделяются на континентальном склоне Охотского моря в Терпеньевской подзоне Южной Присахалинской СФЗ. Включают фации турбидитных потоков и фацию заполнения палеоканьонов. Слагающие комплекс сеймотолщи характеризуются низко- среднеамплитудными отражениями, погружающимися в сторону бассейна под углом 5° и более и выклинивающимися к подошве. Отмечаются участки с линзовидным и куполовидным рисунком записи, фиксирующими отдельные тела оползней протяженностью до 3 км. Разделяющий толщи сейсмогоризонт 3 фиксируется только в верхней части склона и не различается на удалении от него. Несогласие в подошве сохраняет характеристики непрерывного двухфазного отражения с участками инверсии полярности. Мощность на внутреннем шельфе Татарского пролива не превышает 500 м, на склоне глубоководного бассейна достигает 1200 м.

Маруямский сейсмокомплекс (${}^sN_{1-2}mr$) наиболее широко распространен в акватории Южно-Татарской подзоны, трансгрессивно перекрывая

все нижележащие комплексы. Выходит на поверхность дна в заливе Анива и на внутреннем шельфе Татарского пролива. Кровля сейсмокомплекса в депоцентрах Ясноморского и Анивского прогибов погружена до глубины 1,5 и 1 км соответственно. В заливе Мордвинова кровля ее находится на глубине 0,8 км. Подошва комплекса фиксируется угловым несогласием (сейсмогоризонт 3). Соотношение сейсмогоризонта с вышележащим сейсмокомплексом от параллельного в центре прогибов до подошвенного налегания на их бортах. Слоистость в маруямском сейсмокомплексе соотносится с ним по типу слабо выраженного кровельного прилегания, а в Восточно-Анивском прогибе – эрозионного среза. Разрез сейсмокомплекса состоит из одного или двух трансгрессивно-регрессивных циклов, характеризующихся протяженными, хорошо выдержанными субгоризонтальными отражениями с косослоистыми и сигмоидными отражениями. Отложения маруямского комплекса выполняют современные отрицательные морфоструктуры Татарского пролива, погружаясь нижней частью в депоцентрах прогибов до 2–3 км, а в Тернейском прогибе до 5 км и асимметрично поднимаясь полого к западу и круто к востоку в бортах прогибов. Они нивелируют практически все, за исключением Монеронского, поднятия и, постепенно увеличиваясь в мощности, погружаются в направлении к современному депоцентру Татарского пролива. В приостровной части шельфа верхние уровни комплекса резко варьируют по мощности, отражая конседиментационные движения вдоль Западно-Сахалинской складчатой зоны. В Исикари-Западно-Сахалинском бассейне мощность маруямского комплекса достигает 2 км, в Южно-Татарском бассейне изменяется от 1,7–2,3 до 5,0–5,2 км.

Предыдущими исследованиями [Савицкий и др., 1982, 1987, 1988; Сальников и др., 1990; Харахинов и др., 1991ф] отмечалась отчетливая делимость верхней части осадочного чехла на три региональных подразделения, что позволяло рассматривать маруямские отложения в ранге мегакомплекса. Нами в целях унификации он разделен на две части, сопоставимые по возрасту с разрезами голо- и парастратотипов маруямской свиты в Долинском, Анивском и Томаринском районах Южного Сахалина. В шельфовой части Южно-Татарского бассейна (Красногорская, Ильинская, Старомаячинские скважины) маруямский комплекс вскрыт в полном разрезе только Красногорской скважиной севернее рамки листа L-53,54. В остальных скважинах он представлен только нижней частью, а верхи комплекса эродированы в сводах локальных антиклиналей.

В Виндиской-1 [№ 10, ГК] и Кузнецовской-1 [№ 12, ГК] скважинах маруямский комплекс вскрыт в интервалах дно–1005 м и дно–460 м соответственно. Наиболее полный разрез Виндиской скважины представлен в нижней части (700–1005 м) светло-серыми диатомитами, опоками и опоквидными аргиллитами. Выше залегает пачка ритмичного чередования диатомитов, песчанистых алевролитов и гравелитов (470–700 м), перекрытая в свою очередь пачкой пластичных глин и диатомитов. В Восточно-Анивском прогибе комплекс изучен в скв. Новиковская-1 (№ 11, ГК) в инт. 150–320 м. Представлен диатомитами, диатомовыми глинами, песчаниками и алевролитами. В западной части залива Анива комплекс непосредственно прослеживается на сушу и уверенно коррелируется с маруямской свитой.

Биостратиграфическая характеристика маруямского комплекса отчетливо делит его на две части. Отложения нижнего стратиграфического уровня охарактеризованы диатомовой флорой, палинофлорой и фораминиферами. Характерным и очень важным является выделение комплексов диатомовой флоры. В разрезах вышеперечисленных скважин встречен комплекс диатомовой флоры, который соответствует зоне *Neodenticula kamtschatica* (вторая половина верхнего миоцена, нижний плиоцен).

Комплексы фораминифер, выделенные в этой части разреза, характеризуются присутствием секреторных раковин: *Retroelphidium clavatum* (Cushm.), *Ammonia sobrina* (Shupack), *Buccella citronea* (Leon.), *B. frigida* (Cushm.), *Criboelphidium goesi* (Stched.), *Elphidiella nutovoensis* (Bor.), *Pseudoelphidiella nitida* (Cushm.), *Islandiella laticamerata* (Volosh.) и др. Единичными экземплярами являются *Elphidiella recens* (Stched.), *Saidovella nagaoui* (Asano). Приведенный комплекс фораминифер характерен для отложений маруямской свиты Южного Сахалина.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный Н. Я. Брутман под названием «пойменно-оссойский» палинокомплекс и прослеженный в отложениях верхней части окобыкайской, нутовской свит Северного Сахалина и маруямской свиты Южного Сахалина, также установлен во всех этих скважинах.

Верхняя часть маруямских отложений охарактеризована комплексами диатомовой флоры и фораминиферами.

Среди диатомей доминируют виды *Denticulopsis seminae* Jouse, *Neodenticula kamtschatica*; субдоминанты *Thalassiosira tertiaria* Sheshuk. и *Th. limitema* Dolm., *Th. nidulus* (Temp. Et Brun) Jouse, *Th. nitzschoides* Grun., *Th. nordenskioldii* Cl., *Th. decipiens* (Grun.) Jorg. и др. Подобный комплекс соответствует зоне *Neodenticula kamtschatica* – *Neodenticulako izumi* и отвечает уровню среднего плиоцена.

В комплексе фораминифер по-прежнему в большом количестве встречается *Retroelphidium clavatum* (Cushm.) наряду с видами родов: *Criboelphidium*, *Buccella*, *Nonionella*, *Pullenia*, *Islandiella*. Примечательно появление плиоценплейстоценовых видов: *Criboelphidium orbiculare* (Brady), *Islandiella kasiwazakiensis* (Husez. et Maruch.), *I. norcrossi* (Cushm.), *I. californica* (Cushm. et Hughes). Сходные сообщества фораминифер отмечены в отложениях Помырского горизонта Сахалина, датированных поздним плиоценом – эоплейстоценом.

ПЛИОЦЕН

Япономорская структурно-формационная зона

Фациальная подзона шельфа и подводных поднятий. Диатомовая толща (N₂dt). К толще отнесены отложения, вскрытые на небольшом участке западного склона возвышенности Витязя в Япономорской СФЗ. В составе толщи преобладают глинистые диатомиты. Мощность отложений – до 300 м [Леликов, Емельянова, 2007]. Их плиоценовый возраст определяется по диа-

томовым комплексам, отвечающим ниже- и верхнеплиоценовой зоне *Denticulopsis kamtschatica* (1,7–5,0 млн лет).

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА – ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН–ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Монеронско-Крильонская и Южно-Сахалинская структурно-формационные зоны

Маруямская свита (N_1-Q_{em}) широко развита в Сусунайской наложенной впадине и восточной части п-ова Крильонский и ограничено на побережье Татарского пролива и южной оконечности п-ова Крильонский. Свита Маруяма впервые была выделена в 1932 г. на Южном Сахалине в Долинском районе японским геологом И. Курода. За стратотипический принят разрез отложений свиты на р. Мал. Такой. Под свитой понималась мощная толща тонкообломочных пород (песчанистые алевролиты, глинистые песчаники, аргиллиты), залегающие под песчаниками Тиннай. В 1948 г. Е. М. Смеховым этот термин трансформирован в маруямскую свиту, при этом ее объем в значительной степени был увеличен. Им в рассматриваемую свиту объединялись свиты японских геологов Маруяма и Тиннай [Митрофанова, 2006ф]. Традиционно свита подразделяется на две подсвиты [Тузов, 2001], а в стратотипе еще на пять литологических пачек. В масштабе карты подсвиты не выделяются и только на схеме соотношений четвертичных образований к КЧО показана верхняя подсвита – верхнемаруямская.

Нижняя часть свиты в полном объеме вскрыта только в стратотипе по р. Мал. Такой вдоль Анивского побережья к северу от р. Ульяновка, скважинами – в Сусунайской наложенной впадине. К западу от Центрально-Сахалинского разлома свита выполняет ядра синклиналиальных складок. Граница с курасийской свитой стратиграфическая согласная, на холмской или невеличской свите залегает с размывом и угловым несогласием. Сложена мелководными морскими отложениями.

В нижней части свиты отмечено неясное чередование неплотных разнотернистых песчаников, песчанистых алевролитов и диатомитовых алевролитов с прослоями (до 30 м) диатомитов. В верхней части отмечаются прослой гравелитов и конгломератов (0,5–10 м), реже – уплотненных песков (до 2 м) с линзами рыхлых гравийно-галечников и алевролитов (0,5–1,5 м). Характерно присутствие в разрезе, особенно в основании, неокатанных обломков окремненных алевролитов, кислых туфов, туффитов и туфопесчаников, идентичных с таковыми из холмской и невеличской свит, известково-глинистых конкреций, прослоев ракушняков. Вверх по разрезу и с юга на север осадки становятся более грубозернистыми [Государственная..., 2001]. При этом нужно отметить не резкие, но довольно заметные изменения гранулометрического состава осадков по площади, что исключает возможность корректного прослеживания литологических пачек, соответствующих выделенным в стратотипе по площади.

Песчаники имеют псаммитовую и алевропсаммитовую структуру, массивную текстуру. Обломочная часть состоит из кварца, полевых шпатов, хлорита, роговой обманки, пироксенов, обломков осадочных и изверженных пород. Встречаются вулканическое стекло, глобулы опала, спикулы губок. Цемент базального типа, глинистого, реже карбонатно-глинистого состава.

Алевролиты и алевриты по составу сходны с песчаниками. Цемент базального типа, глинистого состава. Диатомовые разности с глинисто-опаловым цементом содержат остатки диатомовых до 10 % объема, в диатомитах – 40–45 %.

Отложения содержат разнообразную фауну моллюсков, остатки фораминифер, диатомовых водорослей и радиолярий позднего миоцена – среднего плиоцена. Вопрос возраста нижней границы свиты рассмотрен при описании курасийской свиты.

Верхняя часть свиты как самостоятельное подразделение – верхнемаруямская подсвита ($l, amN_2 - Emr_2$) отображена только на схеме соотношений четвертичных образований и геологическом разрезе к КЧО. Широко развита в Сусунайской наложенной впадине. Ее нижняя часть хорошо обнажена в береговых обрывах на Анивском побережье северной части п-ова Крильонский. На нижней подсвите залегает трансгрессивно, на более древних отложениях – с размывом и угловым несогласием. В районе пос. Троицкое подсвита залегает непосредственно на холмской свите. В основании отмечаются базальные (0,5–1 м) несортированные галечники с угловатыми обломками и глыбами (до 0,3 м) подстилающих кремнистых туфоалевролитов холмской свиты. Включает комплекс морских, лагунных, озерно-аллювиальных, озерных и аллювиально-пролювиальных осадков.

Сама подсвита четко делится на две части – нижнюю морскую и верхнюю континентальную. Нижняя часть подсвиты, которую представляет собой четвертая пачка стратотипического разреза, сложена чередующимися песчаниками глинистыми мелко-тонкозернистыми, алевролитами песчанистыми, пластами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, линзовидными прослоями лигнитов. В подсвите часто встречаются крупные раковины *Fortipecten takahashii* Yok. и других моллюсков, участками образующими линзы ракушечников. Породы, в отличие от нижней подсвиты, заметно слабее литифицированы, имеют характерный синеватый оттенок.

Верхняя часть подсвиты представлена континентальными аллювиально-пролювиальными отложениями – грубо переслаивающимися песками разнозернистыми, слабоуплотненными глинистыми песчаниками с пропластками глин и алевритов, конгломератов и галечников с песчано-глинистым заполнением, пластов лигнитов, мощностью от первых сантиметров до нескольких метров. При этом лигниты содержат крупные, слабо измененные фрагменты стволов деревьев. Песчаники и алевриты полимиктовые по составу, горизонтально-слоистые и косослоистые.

Как видно из вышесказанного, различия между двумя частями верхнемаруямской подсвиты довольно серьезные. Из исследователей это наиболее акцентированно подчеркивал И. М. Петухов [Петухов, 1960ф], указывая на различные условия накопления нижней и верхней подсвит, имея в виду верхнюю часть последней. Верхняя часть верхнемаруямской подсвиты наблюдается в

обнажениях всегда в субгоризонтальном или слабонаклонном (не более 5°) залегании, в то время, когда породы нижней части могут иметь довольно крутые углы падения, что указывает на возможный несогласный их контакт. Авторы считают, что верхнюю часть верхней подсвиты маруямской свиты (пятую литологическую пачку) следовало бы выделить в самостоятельное стратиграфическое подразделение.

В верхней подсвите выделены диатомеи зон: *Thalassiosira oestrupii(?)* в стратотипе и Анивском разрезе (Тузов, 2001), *Neodenticula kamtschatica* – *Neodenticula koizumii* и *Neodenticula koizumii (Thalassiosira convexa, Pyxidicula zabelinae)* в стратотипе [Пушкарь, 1983, 2001, 2013], а также насыщенный спорово-пыльцевой комплекс зоны “Larix”, отвечающей палеомагнитному событию Харамильо (1,07–0,99 млн лет). Возраст отложений принят позднемиоценовым–эоплейстоценовым [Жаров, 2000ф].

Мощность верхнемаруямской подсвиты – 700 м.

Общая мощность маруямской свиты изменяется от 1300 м на юге до 1850 м в северной части. В восточном направлении отложения выклиниваются.

НЕОГЕН. ПЛИОЦЕН–КВАРТЕР

Прибрежная структурно-формационная зона.

Самаргино-Совгаванская подзона

Япономорская структурно-формационная зона.

Фациальные подзоны шельфа

и подводных поднятий

Совгаванский комплекс базальтовый. Совгаванская свита (N_2-Q_{1sg}) распространена на севере площади в пределах Самаргино-Совгаванской подзоны Прибрежной СФЗ. Свита стратиграфически несогласно с размывом залегает на базальтоидах кизинской свиты и более древних образованиях. Она сложена в основном однообразными толеитовыми базальтами, лейкобазальтами, андезибазальтами и, в меньшем объеме, лавобрекчиями базальтов, часто разделенными горизонтами супесей, суглинков, галечников, валунников, песков, гравелитов, аргиллитов и диатомитов. В западной части ареала у отдельных изолированных покровов подошва плато находится на отметках 900–1000 м над уровнем моря. На побережье Татарского пролива, там, где свита пользуется наибольшим распространением, подошва покрова может опускаться ниже уровня моря.

В бассейне р. Жёлтая А. В. Олейниковым [Олейников, 1975ф; Олейников, 2005] описан сравнительно хорошо изученный разрез осадочных фаций совгаванской свиты. Здесь в плиоцене существовало озеро, образовавшееся в результате подпруживания палеоводотока потоком базальтов. Осадки крайне невыдержаны по мощности и простираию, представлены озерно-аллювиальными, озерно-болотными, пролювиальными фациями с погребенными почвами. Общая мощность отложений – 35 м. В районе устья р. Тохтинка на побережье базальты, залегающие на высоте 20 м над уровнем моря, перекрыли древнюю речную долину, заполненную песками, галечни-

ками, глинами. Возраст подстилающих отложений совпадает с возрастом глин из линзы между потоками и соответствует плиоцену [Олейников, 1975ф; Олейников, 2005]. Как правило, верхнюю часть совгаванской свиты слагают преимущественно базальты, лейкобазальты, андезибазальты. Лавовыми потоками сложены изометричные покровы, бронирующие водоразделы, а также сильно удлинённые покровы, вложенные в долины крупных рек. Над лавовыми равнинами возвышаются малые субвулканические тела базальтов, не выраженные в масштабе карты – лавовые купола-некки. Потоки наслаиваются друг на друга, четко отделяясь зонами закалки и шлаковых корок. Шлаковые зоны для потоков долинного типа нехарактерны, в потоках же нагорного типа могут составлять до половины мощности. Мощность потоков в нижней части покровов 10–25 м, вверх по разрезу уменьшается до 3–5 м. Число потоков может достигать 20 и более. Так, в разрезе покрова у мыса Птичий в вертикальных обрывах высотой около 100 м выявлено 17 субгоризонтальных потоков, выдержанных по мощности и прослеженных по латерали на 4 км.

Покровные фации базальтов совгаванского комплекса слагают отдельные наложенные вулканические постройки в краевой части подводных возвышенностей в Япономорской СФЗ. В составе вулканитов преобладают базальты и андезиты. Первые представлены пироксен-плагиоклазовыми, реже оливин-пироксен-плагиоклазовыми разностями, а вторые – пироксен-плагиоклазовыми породами. Наличие шаровых отдельностей и стекловатых корок закаливания в базальтах вулканических построек указывает на их излияние в подводных, вероятно, в близповерхностных условиях (высокая пористость – до 40 %) [Леликов, Емельянова, 2007].

По наблюдениям А. В. Олейникова (2005 г.), даже в пределах одного потока базальты могут иметь сильно отличающийся состав (от высокотитанистых щелочных оливиновых базальтов до высокоглиноземистых плагиобазальтов и кварцевых толеитов).

Имеющиеся палинологические и диатомовые комплексы позволяют рассматривать возраст свиты в пределах плиоцена – раннего неоплейстоцена. Этот возраст обоснован определениями В. Ф. Морозовой и Н. Д. Литвиненко по спорово-пыльцевым спектрам из разрезов рыхлых, туфогенно-осадочных отложений совгаванского комплекса на правом берегу р. Бяполи (территория листа М-54). По вышеуказанным палинологическим и диатомовым данным и согласуясь с Дальневосточной серийной легендой Госгеолкарты-1000/3 (2009 г.), возраст свиты принят плиоцен-раннеоплейстоценовым.

Общая мощность базальтовых покровов совгаванской свиты достигает 150–600 м, возрастая от внутренних частей района к побережью.

Татарская и Южная Присахалинская структурно-формационные зоны

Покровный чехол осадочных бассейнов акватории образуют верхнемаруямско-дерюгинский и помырско-дерюгинский сейсмокомплексы. Развита во всех отрицательных структурах акватории Татарского пролива, Японского и Охотского морей. Представлены рядами сейсмофаций однотипными с маруямским сейсмокомплексом. Подошва представляет собой поверхность слабо-

го углового несогласия (сейсмогоризонт 1) (рис. 5), выраженного одно-двухфазным отражением переменной амплитуды. Отчетливо проявляется в бортовых частях прогибов. В Татарском проливе, по материалам драгирования и глубоководных трубок, отложения представлены илами, глинами, алевролитами, песчаниками, песками и гравийно-галечниками.

Верхнемаруямско-дерюгинский ССК (${}^5\text{N}_2\text{-Q}_{\text{Emr}_2\text{-dr}}$, ${}^5\text{mN}_2\text{-Emr}_2\text{-dr}^*$) распространен в Южно-Татарской и Монеронской подзонах Татарской СФЗ (на КЧО в районах шельфа Татарского пролива и северо-западной части Японского моря (3.2, 3.3) и представлен переслаивающимися рыхлыми песчаниками, песками, гравелитами, глинами, содержащими раковины моллюсков, фораминифер и остатки диатомовой флоры. Среди диатомей доминируют виды *Neodenticula koizumii* Akiba et Yanagisawa, *Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa; субдоминанты *Thalassiosira tertiaria* Sheshuk., и *Th. limimtema* Dolv., *Th. nidulus* (Temp. et Brun) Jouse, *Th. nordenskioldii* Cl., *Th. decipiens* (Grun.) Jord, *Thalassionema nitzschioides* Grunow и др. Подобный комплекс соответствует зоне *Neodenticula kamtschatica* – *Neodenticula koizumii* и отвечает уровню среднего плиоцена.

В комплексе фораминифер по-прежнему в большом количестве встречается *Retroelphidium clavatum* (Cushm.), наряду с видами родов – *Criboelphidium*, *Buccella*, *Nonionella*, *Pullenia*, *Islandiella*. Примечательно появление плиоцен-плейстоценовых видов: *Criboelphidium orbiculare* (Brady), *Islandiella kasiwazakiensis* (Husez. et Maruch.), *I. norcrossi* (Cushm.), *I. californica* (Cushm. et Hughes). Сходные сообщества фораминифер отмечены в отложениях помырского горизонта Сахалина.

Мощность верхнемаруямско-дерюгинского ССК варьирует от 0 до 2200 м.

Помирско-дерюгинский сейсмокомплекс (${}^5\text{N}_2\text{-Q}_{\text{Epm-dr}}$, ${}^5\text{mN}_2\text{-Epm-dr}^*$) распространен в Южной Присахалинской СФЗ в Терпеньевской и Анивской подзонах (на КЧО в районе шельфа Присахалинского), представлен морскими отложениями: песчаниками, песками, гравелитами, глинами, диатомовыми глинами.

В зал. Анива скважинами Петровская-1 (№ 13, ГК) и Новиковская-1 (№ 11, ГК) вскрыты нижние части сейсмокомплекса, представленные песчано-гравийно-галечными отложениями. В составе галек преобладают песчаники и алевролиты с кремнистым и хлоритовым цементом, кварц-слюдистые сланцы, диатомиты, яшмы, редко присутствуют граниты и базальты. Мощность по материалам сейсмоакустического профилирования достигает 1200 м.

В Стародубском прогибе и на склонах глубоководного бассейна драгированием установлены алевролиты с остатками диатомовых водорослей, пески, песчаники, глины, лигниты. Эти отложения содержат многочисленные остатки диатомовых водорослей, относящихся к нескольким зонам диатомовой шкалы Северной Пацифики. Кроме того, в отложениях ССК отмечаются два комплекса бентосных фораминифер. Нижние части разреза содержат комплекс фораминифер: *Retroelphidium clavatum* (Cushman), *Retroelphidium hughesi* (Cushman et Grant), *Buccella pulchella* Budash., *Islandiella teretis* (Tappan), *Nonionella japonica* Asano, *Buccella frigida* (Cushm.), *Buccella niigataensis*

*Показан на КЧО.

Husezima et Maruhasi, *Globigerina ridenda* Volosh. Верхние секции этого ССК содержат комплекс фораминифер: *Islandiella teretis* (Tappan), *Retroelphidium clavatum* (Cushman), *Retroelphidium hughesi* (Cushman et Grant), *Islandiella kasiwazakiensis* (Husezima et Maruhasi), *Elphidiella recens* (Stchedrina), *Criboelphidium subarcticum* (Cushm.) [Объяснительная..., 2016]. Мощность сейсмокомплекса достигает 2200 м.

Возраст по остаткам диатомовых водорослей, спор и пыльцы устанавливается позднеплиоценовый–четвертичный.

КВАРТЕР

В основу расчленения образований квартера положены климатостратиграфические и палеонтологические данные. Объем четвертичных отложений принимается в соответствии с рекомендацией Международной комиссии по стратиграфии (МСК) о перемещении границы квартера с уровня 1,8 млн лет на уровень 2,6 (2,588) млн лет по основанию гелазского яруса (IUGS Bulletin, N. 4 1, July, 2009) и постановлением Бюро МСК России по четвертичной системе, где нижняя граница четвертичной системы соответствует уровню 2,6 (2,588) млн лет (Постановление МСК и его постоянных комиссий, 2012).

Районирование четвертичных образований выполнено в соответствии с Легендой Дальневосточной серии листов Госгеолкарты-1000/3, где в пределах номенклатурного листа L-54 выделяются горные районы материковой суши – Сихотэ-Алинский район, район островной суши – о. Сахалин, районы шельфа – Татарского пролива, Присахалинский, северо-западной части Японского моря.

Отложения квартера в Сихотэ-Алинском горном районе имеют повсеместное распространение и заполняют долины водотоков, покрывая все более древние образования почти сплошным чехлом. Исключение составляют редкие денудационные останцы на водоразделах и склонах гор и обрывистые эрозийные склоны речных долин. Образование отложений связано с различными экзогенными процессами. Литологический состав и генезис весьма разнообразны. Преобладают элювиальные, делювиальные и десерпционные отложения, в меньшей степени распространены коллювиальные и солифлюкционные, а также аллювиальные и пролювиальные отложения. Их фациальный состав и мощности определяются общей тенденцией развития рельефа, климатическими изменениями и колебаниями уровня Японского моря в течение плейстоцена–голоцена.

В районе о. Сахалин четвертичные отложения развиты повсеместно, как на горных склонах и предгорьях Западно-Сахалинских гор, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов, так и в Сусунайской и Муравьевской низменностях. К четвертичным отложениям в пределах горных сооружений и предгорий о. Сахалин относятся коллювиальные, коллювиальные и делювиальные, делювиально-пролювиальные, делювиальные, деляпсивные отложения; на плато и низменностях развиты морские, аллювиально-морские, аллювиально-пролювиальные, объединенные аллювиально-пролювиальные и озерные, аллювиальные, озерные, палюстринные, элювиальные, элювиально-делювиаль-

ные образования. Мощность их изменяется от десятков сантиметров до нескольких сот метров.

В пределах акватории в районах шельфа – Присахалинского, Татарского пролива, северо-западной части Японского моря – четвертичный осадочный покров имеет широкое площадное распространение и значительную мощность как на шельфе, так и в глубоководных частях.

Разрез рыхлых отложений включает практически все подразделения четвертичной системы, а также плиоценовые образования. Практически все подразделения имеют морской генезис, морские пелагические отложения выполняют районы впадины Татарского пролива и Южно-Татарского подводного поднятия. Отложения характеризуются региональным распространением, что указывает на эвстатические колебания уровня моря как основной фактор их формирования. Другим важным фактором, контролирующим распространение четвертичных толщ и их мощности, являются неотектонические движения.

К четвертичным отложениям относится ряд известных россыпей и россыпных проявлений золота, в прибрежной зоне о. Сахалин известны россыпи янтаря.

Отложения четвертичного осадочного чехла характеризуются фаціальным разнообразием. Наиболее древними в рыхлом чехле являются отложения, представленные рядами сейсмофаций, однотипными с маруямским сейсмокомплексом [Государственная..., 2001, Жаров, 2000ф]. Отложения характеризуются слоистой записью, образованной хорошо выраженными субгоризонтальными рефлекторами. В верхней части разреза часто фиксируются конформные структуры, указывающие на смещение депоцентров осадконакопления. В Татарском проливе в результате драгирования и отбора глубоководных трубок установлено, что данные отложения представлены разнообразными литотипами: илами, глинами, алевритами, песками, слабосцементированными песчаниками и гравийно-галечниками.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН (ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО) – НЕОПЛЕЙСТОЦЕН (НИЖНЕЕ ЗВЕНО)

о. Сахалин

Морские нерасчлененные отложения (mEll) погребены. Показаны только на разрезе и схеме соотношений. Распространены в районе Муравьевской низменности, вскрыты скважинами в заливе Анива. Залегают на верхнеплиоцен-эоплейстоценовых отложениях помырко-дерюгинского сейсмокомплекса. Представлены глинами, суглинками с редкой галькой, супесями. Эти осадки характеризуются относительно бедным комплексом диатомей, который состоит из холодноводных сублиторальных *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Diploneis interrupta* (Kützing) Cleve и неритических видов *Porosira glacialis* (Grunow) Jorgensen, *Thalassiosira nordenskioeldii* Cleve. Комплекс фораминифер формировался в условиях прибрежного шельфа в относительно холодных условиях. Состав спорово-пыльцевого комплекса (*Betula* sect. *Costatae*, *B.* sect. *Albae*, *B.* sp., *Alnaster*, *Cyperaceae*, *Polygonaceae* и *Compositae*) также соответствует умеренно холодному климату [148]. Мощность достигает 50 м.

Аллювиально-морские отложения (amEll-I) распространены в бассейне р. Ударница, междуречье Островка–Игривая и в центральной части Муравьевской низменности. В Сусунайской депрессии они вскрыты буровыми скважинами на глубинах 148–250 и 230–342 м. Представлены горизонтально- и косослоистыми опесчаненными серыми и зеленовато-серыми глинами с обильным включением детрита, с редкой галькой метаморфических и осадочных пород, переслаивающимися с супесями, суглинками, песками, гравийно-галечниками и галечниками. Присутствуют прослои торфяников. Вскрытая мощность в Муравьевской низменности – 50 м. Полная – в Сусунайской депрессии – достигает 112 м. Возраст установлен на основании спорово-пыльцевых спектров [Государственная..., 2001].

Аллювиально-пролювиальные отложения (apEll-I) погребены. Вскрыты в районе пос. Луговое скважинами на глубинах: 113,9–134,4 м; 109,5–147 м; 91,5–129,3 м; 71–82,6 м. Здесь на верхнеплиоцен-эоплейстоценовых осадках с размывом залегает толща грубых песчано-гравийных и галечно-гравийных осадков с линзами и прослоями песков и глин [Государственная..., 2001]. В основании залегают базальные галечники, валунники. Мощность изменяется от 0 м в прибортовых частях депрессии до 50 м в ее центральной части. Возраст установлен по остаткам пресноводных диатомовых водорослей, спор и пыльцы.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН (НИЖНЕЕ ЗВЕНО)

Район впадины Татарского пролива

Морские отложения (m) выделены условно только в осевой части Татарского пролива по данным сейсмоакустического профилирования, согласно которым над нерасчлененными плиоцен-четвертичными отложениями залегают три горизонта отложений, которые по площадному распространению и характеру записи можно отнести к морским. Исходя из характера трансгрессивно-регрессивного режима [Рязанцев, 1992ф], нижний горизонт может быть отнесен к нижнему неоплейстоцену. Эта толща на территории листа К-53 не выходит на шельф, располагается только в пределах глубоководной впадины. Нижне-неоплейстоценовые отложения аналогичны отложениям тунгусской толщи морского происхождения, выделенной на территории соседнего листа М-54, которая сложена алевритами с прослоями гравия и гальки, песчаными алевритами, алевропелитами, галечниками. Видовой состав диатомей сходен с комплексом, выделенным в осадках нижнего звена неоплейстоцена Присахалинского шельфа. В составе диатомовой флоры, по заключению Е. И. Царько, преобладают неритовые и литоральные виды (*Paralia sulcate* (Ehrenberg) Cleve, *Thalassiosira gravida* Cleve, *Th. excentrica* (Ehrenberg) Cleve, *Actinoptychus undulatus*, (Bailey) Ralfs и др. Присутствует большое количество переотложенных видов, что является индикатором литодинамической активности среды осадконакопления и позволяет говорить о достаточно активном гидродинамическом режиме в это время. По данным палинологического анализа установлено, что нижняя часть толщи накапливалась в более теплых условиях, а верхняя – в более холодных, чем современ-

ная эпоха. Данные палеонтологических исследований позволяют предполагать, что нижнеплейстоценовые отложения накапливались в условиях опускания дна и прибрежной суши, при этом активное тектоническое опускание сочеталось с одновременным эвстатическим подъемом уровня моря (Государственная..., 2016). Эти же палеогеографические условия принимаются нами и для нижнеплейстоценовых отложений на листах L-(53),54.

Общая мощность морских отложений, по геофизическим данным, достигает 50 м, по направлению к суше мощность постепенно сокращается и в прибрежной зоне она выклинивается, срезаясь верхнеплейстоценовыми отложениями.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН (СРЕДНЕЕ ЗВЕНО)

Нижняя часть

о. Сахалин

Озерно-аллювиальные отложения (l_{all}^1) погребены. Вскрыты скважиной в Сусунайской депрессии, в районе пос. Ново-Троицкое, в интервале глубин 120–148 м. В основании – базальные галечники и гравийники. Залегают с размывом на аллювиально-морских эоплейстоцен-нижнеплейстоценовых глинах и супесях. Выше – переслаивающиеся серые супеси, опесчаненные глины и гравийно-галечные осадки. В краевых частях депрессии они фациально замещаются аллювиально-пролювиальными отложениями. Мощность достигает 28 м.

Формирование озерно-аллювиальных отложений по палеоклиматологическим данным происходило в условиях сначала прохладного, а затем умеренно теплого и влажного климата среднего неоплейстоцена [Александрова, 1982].

Верхняя часть

Аллювиально-морские отложения ($amll^2$) погребены. Вскрыты скважиной в Сусунайской депрессии в районе пос. Ново-Троицкое на глубинах 88,1–120,2 м. Они с размывом залегают на озерно-аллювиальных среднеплейстоценовых отложениях и перекрываются морскими верхнеплейстоценовыми отложениями. Представлены в нижней части переслаивающимися песками с глинами и суглинками, в верхней – галечниками. Формирование описываемых отложений, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, происходило в условиях холодного, достаточно влажного климата. Возраст аллювиально-морских отложений определяется как вторая половина среднего плейстоцена на основании их залегания на озерно-аллювиальных отложениях, заключающих спорово-пыльцевой комплекс, характерный для верхней части среднего неоплейстоцена. Мощность – до 32 м.

Районы впадины Татарского пролива, Присахалинского шельфа

Морские отложения (mll) среднеплейстоценового возраста, так же, как нижнеплейстоценовые, располагаются в осевой части Татарского

пролива и не выходят на поверхность шельфа. Кроме того, они отмечаются и в Анивском заливе, где непосредственно перекрывают отложения эоплейстоцена. Здесь они были вскрыты скв. 5 на глубине 90–230 м в районе пос. Песчанское [Жиляков, 1972]. Среднеэоплейстоценовые отложения представлены плотными средне-крупнозернистыми песками и глинистыми песками уплотненными, с примесью гальки и гравия. Они залегают на размывтой поверхности эоплейстоцен-нижнеплейстоценовых отложений толщи, сложенной песчано-гравийными отложениями.

Мощность описываемых отложений достигает 140 м.

Возраст определялся по данным палинологического анализа, которые и позволили отнести вмещающие породы к среднему неоплейстоцену [Александрова, 1982; Жиляков, 1972]. С этими палеонтологически охарактеризованными отложениями были сопоставлены донные осадки второго сейсмического горизонта во впадине Татарского пролива.

На соседнем листе [Государственная..., 2017] выделенная толща сопоставляется с горизонтом, сложенным песчано-алевритовыми осадками, который трансгрессивно залегают на отложениях тунгусской толщи, отделяясь от нее на сейсморазрезах интенсивной опорной отражающей границей. Он выклинивается на разных глубинах по направлению к берегу, а внутреннее строение позволило авторам сделать вывод, что формирование осадков происходило в условиях трансгрессии Японского моря. Диатомовый комплекс характеризуется присутствием главным образом переотложенных неогеновых видов, однако в скважине среди диатомей обнаружена *Rhizosolenia curvirostris* Jouse, которая маркирует верхнюю границу среднего неоплейстоцена, что и послужило основанием для отнесения вмещающих отложений к этому возрасту. Соответственно, прямая корреляция сейсмоакустических данных послужила основанием для возрастной характеристики второго сеймостратиграфического горизонта.

о. Сахалин

Аллювиально-пролювиальные отложения (apll) погребены. Развита в прибрежных частях депрессии, где они с размывом залегают на эоплейстоцен-раннеэоплейстоценовых отложениях и повсеместно перекрываются верхнеэоплейстоценовыми. В районах поселков Хомутово и Троицкое вскрыты скважинами в интервалах глубин 44–66 и 41–103 м. Представлены ритмичными переслаивающимися галечниками, супесями и суглинками. Галечники имеют суглинистый или глинистый заполнитель, содержат включения валунов, щебня, гравия, линзы суглинков, песков и глин. Мощность – до 62 м. По остаткам спор и пыльцы возраст отложений среднеэоплейстоценовый [Государственная..., 2001].

Сихотэ-Алинский район

Аллювиальные отложения (all) слагают рыхлый чехол 15–20-метровой надпойменной террасы (НПТ) в долинах магистральных рек. Аллювий сложен галечниками, гравийниками, песками, суглинками мощностью

до 6 м. В районе устья р. Кукси наблюдалось четко выраженное двучленное строение разреза аллювия III НПТ. В основании разреза сероцветные валуно-галечные отложения с песчаным заполнителем. На них залегают желто-коричневые песчанистые глины, в верхней части с белесыми пятнами и морозобойными клиньями, выполненными белесым суглинком. С поверхности аллювий перекрыт шлейфом склоновых образований. В прибрежной зоне в нижнем течении магистральных рек средненеоплейстоценовый аллювий характеризуется значительной грубообломочностью, сильным ожелезнением, наличием марганцево-железистых конкреций.

Возраст отложений установлен на основании определения пыльцы и спор (определения Е. М. Назаренко, Л. П. Карауловой), а также диатомовых водорослей (Е. И. Царько).

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН (ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО)

Нижняя часть

о. Сахалин

Морские отложения (m^4III^1) широко распространены вдоль западно-до побережья территории от широты пос. Шебунино до северной рамки площади, где они слагают аккумулятивный чехол четвертой морской террасы 60–80 м. Представлены крупными и мелкими галечниками с песчаным заполнителем, песками и разноцветными глинами. Мощность – от первых метров до 11 м. Возраст принимается на основании спорово-пыльцевого анализа.

Морские отложения ($mIII^1$) вскрыты в центральной части Сусунайской депрессии в интервале глубин 58,8–88,1 м. Представлены переслаивающимися гравийно-галечниками, суглинками, супесями, глинами и песками. Общая мощность – 30 м. Спорово-пыльцевые комплексы, выявленные в отложениях, указывают на формирование осадков в условиях теплого и влажного климата начала позднего неоплейстоцена.

Аллювиально-морские отложения ($amIII^1$) вскрыты скв. 2 в пос. Новотроицкое в интервале глубин 43,1–60 м. Это суглинки с детритом, обломками раковин морских моллюсков, гравием и гальками, супеси и горизонты переслаивающихся глин с песчано-галечными отложениями. Общая мощность – 20 м. Споры и пыльца из них указывают на развитие холодолюбивого типа растительности эпохи первого похолодания позднего неоплейстоцена [Александрова, 1982].

Аллювиальные отложения (a^4III^1) слагают аккумулятивный чехол четвертой цикловой цокольной террасы высотой 25–30 м, широко развитой в бассейнах рек Лютога и Тиобут. Фрагменты террасы отмечаются в левом борту р. Сусуя в районе пос. Ключи. В составе отложений преобладают бурые ожелезненные гравийники и галечники с прослоями и линзами песков, супесей, суглинков, редко торфа (0,1 м) и вязких жирных глин (до 1,5–2 м). Мощность колеблется от первых метров до 26 м [Галушка, Гальверсен, 1978ф]. Возраст принимается на основании спорово-пыльцевого анализа.

Морские отложения (m^3III^2) слагают аккумулятивный чехол третьей террасы высотой 25–40 м, широко развитой вдоль япономорского и охото-

морского побережий. Небольшие по площади реликты террасы наблюдаются в прибрежной полосе зал. Анива. Возраст древесины из отложений террасы в этом районе, по данным радиоуглеродного анализа, – 35 тыс. лет [Короткий, 1993]. В западной части территории и в зал. Анива в их составе преобладают серые и желтые пески с прослоями песчаных глин, и редко, галечников. Мощность здесь не превышает 10 м. На охотоморском побережье основной объем аккумулятивного чехла занимают гравийно-галечники с прослоями (0,3–0,8 м) песков и плотных глин. Мощность достигает 14 м, на далеко выдающихся в море мысах аккумулятивный чехол отсутствует. Возраст принят на основании находок остатков спор и пыльцы [Геологическая..., 1973] и данных радиоуглеродного анализа [Короткий, 1993].

Верхняя часть

о. Сахалин, Присахалинский шельф

Морские отложения (m_{III}^2) в Сусунайской депрессии погребены. Развиты на шельфе Татарского пролива. В разрезе скважины представлены песками, супесями, глинами, переслаивающимися суглинками и супесями. Мощность – до 13 м. В отложениях обнаружены остатки морских литоральных, солоноватоводных, и редко, пресноводных диатомовых водорослей, указывающих на высокое стояние уровня моря, связанного с максимальным потеплением климата в позднем неоплейстоцене [Государственная..., 2001].

Озерно-аллювиальные отложения (la_{III}^2) развиты в Сусунайской депрессии на глубинах 7,6–29,6 м. Представлены песками с включением гравия и галек, сверху сменяющимися глинами с прослоями слаборазложившегося торфа, суглинками, с редкими прослоями и линзами песчано-галечных отложений. Мощность – до 22 м. Остатки спор и пыльцы указывают на эпоху второго похолодания конца позднего неоплейстоцена [Александрова, 1982].

Морские нефелоидные пелагические отложения ($mn_{p,III}$) выделены как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок в районе Присахалинского шельфа в заливе Анива на глубинах не более 100 м. Показаны только на разрезе и схеме соотношений. Осадки представлены песками, глинистыми песками, алевролитами с прослоями песчаных глин [168]. Мощность – до 50 м.

Морские нефелоидные отложения (mn_{III}) выделены как фациальная зона по условиям гидродинамических обстановок, развиты во впадине Татарского пролива на глубинах более 200 м. Показаны только на разрезе и схеме соотношений. Осадки представлены песками, глинистыми песками, алевролитами с прослоями песчаных глин [168]. Мощность – до 50 м.

ВЕРХНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Сихотэ-Алинский район, шельф Татарского пролива

Морские волновые (ундалювиальные) отложения (mv_{III}) впервые были выделены при геологосъемочных работах в конце прошлого

века и формируют так называемый «галечниковый пояс» Приморья [Рязанцев, 1992ф]. Представлены обычно галечниками с примесью гравия с переменным количеством глинистого и алевропесчаного заполнителя. Грубообломочный материал хорошо окатан, средний размер галек составляет 5–6 см, но могут встречаться и мелкие валуны размером до 20 см. Петрографически материал представлен преимущественно кислыми эффузивами (риолиты, фельзиты), реже – окварцованными осадочными и осадочно-вулканогенными породами и гранитами [Государственная..., 1994].

Описываемые отложения, по данным проведенного геологосъемочного бурения, развиты от самого берега и, по некоторым данным [Внучков и др., 1975], вплоть до бровки шельфа. Они подстилают у берега до глубин 20–25 м современные ундалювиальные отложения и местами вскрываются у подножия подводного берегового склона (интервал глубин 20–45 м) и далее вновь погружаются под голоценовые осадки. Небольшие площадные выходы галечников были зафиксированы вдоль бровки шельфа [Внучков и др., 1975], но их размеры не выражаются в масштабе карты.

Мощность описываемых отложений достигает 15 м в мелководной части и увеличивается до 40 м на шельфе. Установлены эти осадки и на островном шельфе, где мощность составляет первые десятки метров и где они подстилают более молодые голоценовые осадочные толщи, хотя есть сведения, что местами толщина галечников измеряется в одну гальку [Государственная..., 1994]. Поздненеоплейстоценовый возраст установлен как по положению в разрезе, так и по данным диатомового анализа [Четвертичные..., 1978] и радиоуглеродных датировок [Короткий, Караулова, 1976].

Морские отложения нерасчлененные (m²III) участвуют в составе осадков 6–10-метровой морской террасы. В составе мариния – пески, суглинки, глины с гравием и галькой мощностью до 5 м. В разрезе 6–8-метровой морской террасы бух. Кюма обнажаются снизу вверх:

1. Хорошоокатанные гравийники, переслаивающиеся с грубозернистыми песками, с единичными хорошоокатанными валунами гранитов в подошве, мощность 1 м
2. Пески желтовато-коричневые, хорошосортированные, с горизонтальными линзами гравия и линзой алеврита (до 6,5 см мощности) в подошве, мощность 2,35 м
3. Мелкие и средние галечники хорошей окатанности с гравийным наполнителем, мощностью 0,4 м;
4. Гравийники хорошоокатанные с мелкой галькой, коричневато-бурой окраски, мощность слоя 0,5 м
5. Гравийники хорошоокатанные в слабоглинистом песке, мощность 0,1 м
6. Гравий и галька в желто-буром глинистом песке, мощность 0,2 м
7. Супеси темно-серые, в кровле гумусированные, с хорошоокатанным гравием, мощность 0,2 м

На Самаргинском взморье в разрезе террасы вскрываются валунно-галечниковые отложения, содержащие в верхней части разреза в наполнителе бурые суглинки и прослой темно-красных литифицированных ожелезненных песков [Олейников, 1979ф]. Появление в разрезе глинистой фракции, нехарактерной для морских отложений, формирующихся в волноприбойной зоне, связано с пойменными разливами речных вод и смыыванием суглинистого материала в сильно проницаемые морские галечники и гравийники в холодные фазы позднего неоплейстоцена, когда на поверхность морской террасы

«наползали» аллювиально-пролювиальные шлейфы. Возраст отложений установлен Л. П. Карауловой на основании СПК, полученного с глубины 1,65–4,0 м из слоя желтовато-коричневых песков, в котором преобладает пыльца широколиственных: *Quercus* – до 40 %; *Ulmus*– 5 % и мелколиственных пород (особенно *Alnus* и *Betulamanshurica*) и полностью отсутствует пыльца кедра корейского, ели и пихты, являющихся доминантами широтно-зонального типа растительности. На основании приведенных по СПК данных возраст морских отложений может быть определен как соответствующий наиболее теплой эпохе верхнего неоплейстоцена (рисс-вюрмскому межледниковью) [Олейников, 1979ф; Амельченко, 1980ф].

Аллювиальные отложения нерасчлененные ($\alpha^{1-2}III$) слагают аккумулятивный чехол 3–6-метровой (I) и 8–10-метровой (II) надпойменных террас, распространенных в долинах крупнейших рек (Самарга, Единка и др.). Не отличаясь большим разнообразием, подобные отложения представлены галечниками с валунами, гравийниками, песками, суглинками. Мощность отложений – до 6 м.

К образованиям первой ступени отнесены осадки основания 8–10-метровой террасы, где, по заключению Л. П. Карауловой [Олейников, 1975ф], присутствует пыльца широколиственных термофильных пород (в сумме до 10 %), пыльца палеотипных сосен; среди пыльцы мелколиственных присутствует пыльца как древесных, так и фригидных кустарниковых форм.

В СПК из вышележащего аллювия преобладает пыльца кустарниковых фригидных и, в меньшей мере, древесных форм берез (заключение Л. П. Карауловой), отражая прогрессирующее похолодание климата. Полученные спектры весьма сходны со спектрами из осадков второй ступени верхнего звена Южного Приморья.

Для третьей ступени верхнего звена характерным является изученный разрез (опорное обнажение) частично размытой 6–8-метровой террасы р. Венюковка. В инт. 2,2–7,6 м описан разрез (снизу вверх) (Олейников, 1979, т.н. 1288):

1. Галечник мелкий хорошоокатанный с гравием, обильно ожелезненный с глыбами коренных пород 0,1 м
2. Пески зеленовато-серые мелкозернистые алевритистые с линзами желтоватых среднезернистых песков 0,5 м
3. Суглинки темно-серые комковатые с точечным ожелезнением. С глубины 5,0 м ^{14}C дата – 40 040 ± 1200 (КИ-6/н) 0,1 м
4. В кровле – пески синевато-серые с прослоями алевритов, в подошве – зеленоватые алевриты, на контакте с нижележащим слоем – ярко-охристые 0,68 м
5. Галечник плохоокатанный в грубозернистом песке 0,2 м
6. Алевриты черные в кровле, к подошве постепенно переходящие в пески, обильно насыщенные обломками пород. С глубины 3,8 м ^{14}C дата – 29 429 ± 475 (ТИГ-17) 0,4 м
7. Алевриты темно-серые торфянистые с гнездами черных песков. Из инт. 3,5–3,6 м получена ^{14}C дата – 22 700 ± 800 (МАГ-341) 0,27 м
8. Алевриты песчаные темно-серые горизонтальнослоистые. В подошве содержат обломки пород 0,32 м
9. Торф темно-коричневый с прослоями и линзами алевритов 0,3 м
10. Алевриты зеленовато-серые с голубовато-серым оттенком, в кровле песчаные, в подошве торфянистые 0,23 м

11. Алевриты торфянистые темно-серые, с синеватым оттенком горизонтально-слоистые, с остатками древесины. Из переотложенной древесины с глубин 2,5–2,6 м – даты 31 820 и 36 973 (МАГ-340 и ТИГ-16) 0,2 м
12. Торф темно-коричневый плотный, слоистый, с обломками древесины 0,2 м

Верхняя часть террасы в инт. 0,0–2,2 м сложена пролювиальными и делювиальными бурами суглинками, суглинками со щебнем и прослоями плохо окатанных галечников и валунов.

Из интервала глубин 3,15–4,5 м (слои 4–8) выделены СПК первого типа с преобладанием пыльцы мелколиственных пород (*Betula mandshurica*, *B. dahurica* и др.), в том числе кустарниковых форм, умеренным содержанием хвойных (*Picea*, *Pinus*), пыльца широколиственных встречается редко.

В СПК *Betula mandshurica* (4–29 %), *B. dahurica* (до 1,5 %), *B. costata* (редко), *B. ermanii* (до 2 %), *B. exilis* (до 3 %), *B. middendorffii* (до 5 %), *B. sp.* (2–8 %), *Alnus* (до 4 %), *Alnaster* (26–80 %), *Picea sect. Omorica* (3–22 %), *P. sect. Eupicea* (0,5–3 %), *Pinus koraiensis* (0,5–3 %). *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus* единично в отдельных пробах.

Второй тип выделен в интервале глубин 2,25–3,15 м (слои 9–12): происходит увеличение доли хвойных за счет *Picea* и *Abies*, постоянно присутствует пыльца *Larix*, выделены СПК.

Picea sect. Omorica (15–31 %), *P. sect. Eupicea* (5–27 %), *Abies* (2–9 %), *Pinus koraiensis* (3–6 %), *P. n/p Haploxylon* (1–6 %), *Larix* (0,5–4 %), *Alnus* (1–5 %). Присутствует пыльца древесных берез. Березы представлены древесными формами. Первый тип соответствует относительно холодному климату, второй – более теплому и влажному. Этому не противоречат полученные для древесины и торфа из этих отложений ¹⁴C-даты: с глубины 5,0 м – 40 040 ± 1200 (КИ-б/н), 3,8 м – 29 429 ± 475 (ТИГ-17), 3,3 м – 22 700 ± 80 (МАГ-341), из переотложенной древесины с глубин 2,5–2,6 м даты 31 820 и 36 973 (МАГ-340 и ТИГ-16) [Короткий, 1989].

Возраст аллювия четвертой ступени определен Л. П. Карауловой и Е. М. Назаренко по серии СПК, выделенных из осадков разных уровней. Структура СПК отвечает развитию березово-лиственничных лесов с островами темнохвойной тайги, что соответствует одной из климатических фаз конца позднего неоплейстоцена. Климату значительно более холодному, чем современный, отвечают пыльца *Betula exilis* (10–13 %), *B. middendorffii* (5–13 %), *Alnaster* (9 %) и *Betula sp.* (11–20 %). Присутствующая единично пыльца широколиственных в сочетании с пылью *Picea* делают эти спектры сходными с комплексами конца позднеледниковья [Олейников, 1975ф]. В бассейне р. Дагды, левого притока р. Самарга из древесины в грубообломочном аллювии с линзами старично-болотных отложений 6-метровой террасы с глубины 2,3 м получена ¹⁴C-дата 11 040 ± 190 (ТИГ-69) [Короткий, 1989].

Мощность отложений – до 6 м.

о. Сахалин

Аллювиально-пролювиальные отложения (арIII) на поверхность не выходят. Широко развиты в краевых частях Сусунайской депрессии, где вскрыты рядом скважин в районах поселков Троицкое, Луговое и Хому-

тово на глубинах от 2 до 56 м. Представлены галечниками, содержащими гравий, редкие валуны, щебень и ритмично переслаивающимися суглинками с остатками пресноводных диатомовых водорослей.

Спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в отложениях западного бор-та Сусунайской депрессии, свидетельствуют о многочисленных перерывах в осадконакоплении, явившихся следствием пульсационного поступления материала в депрессию. Накопление осадков происходило на фоне четырехкратного колебания климата позднего неоплейстоцена [Александрова, 1982]. Мощность – до 56 м.

ГОЛОЦЕН

Нижняя часть

о. Сахалин, районы шельфа

Выделение голоценовых отложений основано преимущественно на выделении и прослеживании самого верхнего отражающего горизонта (надежно прослеживающегося только на материалах высокочастотного профилирования) и анализе пространственного распределения гидродинамических факторов. По условиям залегания, комплексу биостратиграфических и радиологических данных осадки этого возраста делятся на две части. Нижняя отвечает времени климатического оптимума, верхняя – современной эпохе. Отложения дна акватории из-за отсутствия необходимых биостратиграфических данных отнесены к категории нерасчлененных образований [Государственная..., 2001].

Морские отложения второй надпойменной террасы (m^2H^1) широко развиты в южной части Сусунайской депрессии и на Муравьевской низменности. Залегают на верхненеоплейстоценовых отложениях. Ими сложен аккумулятивный чехол террасы высотой 5–10 м. Состав их в различных частях территории одинаков – пески с гравием, гальками и линзами суглинков и супесей. Они содержат остатки морских диатомовых водорослей и обломки раковин моллюсков. В центральной части Сусунайской депрессии отложения этого возраста погребены. Представлены илистыми песками с прослоями илов, суглинков и супесей, с включениями гравия и мелких галек. Мощность достигает 10 м. Раннеголоценовый возраст установлен по остаткам спор и пыльцы [Александрова, 1982] и радиоуглеродным исследованиям [Короткий, 1993].

Аллювиально-морские отложения (amH^1) распространены в устьевых частях крупных рек бассейнов заливов Анива (Лютюга, Сусуя, Таранай) и Терпения (Найба). Представлены суглинками, глинами и супесями. Максимальная мощность – 13 м. Возраст установлен по остаткам спор и пыльцы [Александрова, 1982].

Аллювиальные отложения (a^2H^1) второй надпойменной террасы развиты в долинах мелких и крупных рек территории, занимают обширную площадь в центральной части Сусунайской депрессии. Слагают аккумулятивный чехол цикловой террасы высотой 5–8 м. Залегают на верхненеоплейстоценовых отложениях. В долинах рек они представлены линзовидным че-

редованием гравийников, галечников, песков, супесей и суглинков и линзами глин. Мощность колеблется от первых метров до 6 м. В Сусунайской депрессии гравийно-галечники с песчаным заполнителем присутствуют только в нижней части разреза. Верхи разреза сложены супесями, суглинками, реже – глинами и песчанистыми глинами. Мощность – до 8 м. Возраст установлен по остаткам спор и пыльцы [Александрова, 1982; Кушнерев, 1983ф].

Верхняя часть

Аллювиальные отложения (aH^2) развиты повсеместно, слагая аккумулятивную часть русла, стариц, высокой и низкой пойм и первой надпойменной террасы. Представлены галечниками, гравийниками, песками, супесями, суглинками, реже – глинами и илами. Максимальная мощность осадков отмечается в переуглубленных долинах рек Невелька (24 м) и Ловецкая (28 м). В Сусунайской депрессии, в районе пос. Старорусское она составляет 14 м [Государственная..., 2001].

Морские отложения (mH^2) слагают аккумулятивный слой низкой (до 3,5 м) террасы, пляж и береговые валы. В южной части Сусунайской депрессии и в пределах Муравьевской низменности погребены под биогенными торфяниками. Представлены песками, реже – супесями, илами, гравийниками с галькой, галечниками, линзами глин, редко торфа. Мощность колеблется в широких пределах от 4 до 15 м. В районе пос. Песчанское абсолютный возраст, полученный радиоуглеродным методом для раковин в отложениях низкой террасы, составляет 6,025 тыс. лет [Короткий, 1993].

Палюстринные отложения (plH^2) залегают на различных уровнях рельефа и перекрывают различные по возрасту и генезису отложения. Наибольшие по площади залежи торфа – от 250×450 м до $2,5 \times 3,5$ км – распространены в южной части Сусунайской депрессии, межозерье Бол. Вавайское – Буссе и к югу от оз. Буссе. В торфе отмечаются редкие тонкие линзовидные прослои глинистого и песчаного материала. Максимальная мощность торфа зафиксирована в скважине, где она составляет 8,4 м. Радиоуглеродным методом в устье р. Урюм, межозерье Тунайча – Изменчивое и в южной части Сусунайской депрессии определен абсолютный возраст торфа в инт. 1,78–3,27 тыс. лет [Государственная..., 2001].

Озерные отложения (oH^2) распространены в Муравьевской низменности, где они слагают озерные террасы высотой 5–10 м. В их составе преобладают светло-серые и зеленовато-серые плотные глины, песчанистые глины и средне-грубозернистые пески. Редко присутствуют гравийники и галечники. Мощность – до 10 м. Возраст отложений принят условно на основании соотношения их с современными биогенными образованиями, нередко перекрывающими поверхности озерных террас [Государственная..., 2001].

Морские волновые (ундалювиальные) отложения (mvH) развиты в прибрежной части шельфа, вдоль побережья Приморского края и о. Сахалин, в зоне деформации волнения, которая на высокодинамичных Японском и Охотском морях распространена до глубин 15–20 м, а с учетом экстремальных штормов и цунами может достигать 40–50 м. На Приморском шельфе ундалювиальные отложения представлены песками, гравийниками и

галечниками, а также смешанными осадками: песками с примесью гравия и гальки. С глубин 15–20 м в осадках часто отмечается примесь алевропелитового материала. Среди песков преобладают мелко-среднезернистые разности, средней степени сортированности аркозового и аркозово-кварцевого состава. Постоянно отмечается примесь гравийно-галечного и раковинного материала. Содержание грубообломочного материала непостоянно и колеблется от долей процента до 10 %. Мощность ундальювиальных отложений в Татарском проливе может достигать 10–15 м, а на Охотоморском побережье – до 10 м [Государственная..., 1994; Государственная..., 2016].

На сахалинском шельфе ундальювиальные отложения представлены преимущественно песками и илистыми песками. На участках, прилегающих к активно абрадируемым берегам с широким развитием подводных абразионных террас, материал более грубый по составу и менее сортирован и представлен преимущественно галечниками с песком и гравием. Во внутренних частях акватории залива Анива преобладают илистые пески в связи с активным поступлением речных взвесей и относительно малоактивным гидродинамическим режимом [Астахов, 1986].

Морские нефелоидные пелагические отложения ($m\eta_p H$) рассматриваются в рамках голоцена, хотя их устойчивое накопление в глубоководных районах, по данным сейсмоакустических исследований, происходило на протяжении почти всего четвертичного периода, что нашло свое отражение в Стратиграфической схеме четвертичных отложений Японского моря [Рязанцев и др., 1992]. Эти отложения покрывают нижнюю часть склонов приморского, сахалинского и островного шельфов, а также выстилают дно Татарского пролива. Донные осадки представлены преимущественно слабокремнистыми пелитами и алевропелитами – вязкими, водонасыщенными осадками зеленовато-серого цвета, часто с отчетливым гниlostным запахом, диатомовыми илами. Пелиты на 80–85 % состоят из частиц пелитовой размерности, алевроитовые частицы составляют 12–17 %, а песчаные – не более 2 %. Они выстилают преимущественно дно впадины Татарского пролива. Алевропелитовые осадки приурочены к склонам и их подножью. Пелитовая фракция в них в среднем составляет 63 %, алевроитовая – 33 %, песчаная – около 4 %. Отмечаются единичные включения гальки и гравийных зерен (ледовый разнос). Состав глинистой фракции – монтмориллонит, гидрослюда и хлорит. В донных отложениях может содержаться до 19 % $SiO_{2аморф}$, до 4,5 % Fe, до 4 % $CaCO_3$ и до 2,2 % $C_{орг}$ [Государственная..., 1994]. Мощность – более 10 м.

Морские нефелоидные неритовые отложения ($m\eta_n H$) занимают основную площадь дна залива Анива. Представлены алевропелитами, пелитами, глинистыми алевроитами и песками, сформированными в пределах застойной халистатической зоны. Неполнота гранулометрической дифференциации приводит к появлению смешанных по гранулометрическому составу осадков. Мощность – 10–15 м [Жаров и др., 2000ф].

Морские нефелоидные лагунные отложения ($m\eta_l H$) пространственно связаны с континентальными образованиями. Это отложения лагун, в различной степени отчлененных от моря, вплоть до полной потери такой связи и даже изменением положения уровня воды в этих лагунах. Представлены преимущественно илами (узкие полоски песков связаны ис-

ключительно с тыловой частью пересыпей) глинисто-алевритовыми с большим содержанием органического вещества. Примером могут служить лагуна Буссе и озера Бол. Вавайское и Бол. Чибисанское, расположенные у пос. Озерское в вершине Анивского залива. Последние два водоема уже потеряли связь с морем и на составленных картах масштаба 1 : 200 000 [Жаров и др., 2000ф] в них совершенно справедливо выделены озерные (континентальные) отложения. Такие же осадки показаны и в лагуне, но она сохранила еще связь с морем и поэтому, на наш взгляд, осадки, формирующиеся в ней, относятся к классу морских отложений. Мощность – более 8 м.

Морские флювиальные и морские волновые (ундалювиальные) отложения нерасчлененные (mf,mvH) развиты на средней и внешней частях приморского и западно-сахалинского шельфа Японского моря и Татарского пролива. В фациальном отношении они располагаются между отложениями волнового поля и бровкой континентального склона, где преимущественным развитием пользуются декливиальные отложения. На шельфе Приморья эти осадки представлены несортированными песчаными алевритами и глинисто-алеврито-песчаными микститами с примесью гальки и гравия, количество которых может достигать 15–20%. Часто фиксируется примесь раковинного детрита. В минералогическом отношении это аркозовые граувакки. Обломки пород составляют (%) 29–45, полевые шпаты – 33–50, кварц – 17–26. В зоне активного волнового воздействия (до 10 м) отмечается повышенное содержание тяжелой подфракции (до 16 %), которое мористее падает до 1,5 %. Среди тяжелых минералов преобладают пироксены, эпидот, амфиболы, ильменит. Именно с этими песками связаны россыпепроявления золота и, в меньшей мере, касситерита. Мощность их невелика: не превышает 1–1,5 м, обычно составляет 20–40 см, т. е. по существу это динамичный слой перлювия, который в условиях высокодинамичной гидродинамики полностью переработан. Этот горизонт подстилается либо галечниками верхненеоплейстоценового ундалювия, либо алевроглинами, условно относимыми к нерасчлененным плиоцен-четвертичным отложениям. Местами отмечаются полосы песков шириной в несколько километров, ведущим фактором формирования которых были, вероятно, вдольбереговые течения. По составу эти пески аркозово-кварцевые [Государственная..., 1994]. Мощность – более 10 м.

Морские флювиальные и нефелоидные отложения нерасчлененные (mf,mnH). Эти отложения развиты на склонах поднятий в Японском море и узкой полосой протягиваются вдоль охотоморского побережья Сахалина. Отличие от вышеописанных волновых и флювиальных отложений заключается в том, что описываемые осадки располагаются на более крутых склонах и быстро выводятся из зоны влияния даже экстремальных волнений. В этих условиях при сохранении высокой доли участия в седиментационных процессах вдольбереговых течений, существенное значение приобретает гравитационное осаждение взвесей, обычно происходящее в виде биоседиментации [Лисицын, 1977, 1977а]. В литологическом плане это – глинистые алевриты и алевриты, которые по существу являются переходными фациями между песчано-алевритовыми осадками динамичной зоны шельфа и спокойноводными отложениями глубоководных впадин и их склонов. Мощность

описываемой толщи осадков, судя по данным геологического пробоотбора колонковым методом, составляет 2–2,5 м, возможно, более 3 м, достоверные данные об этом генотипе в глубоководных акваториях отсутствуют. Возможно, она может даже превышать 5 м. В то же время на западном и восточном склонах Татарского залива мощность глинистых алевритов и алевритов сильно редуцирована, вплоть до первых сантиметров. Возраст этих отложений определен по данным диатомового анализа [Четвертичные..., 1978].

Морские турбидитовые отложения (mtH) развиты в зоне континентального склона Охотского моря, приурочены к верхней и средней частям каньонообразных ложбин, секущих континентальный склон в различных направлениях. Представлены глинистыми песками с незакономерно меняющейся крупностью в литоральном направлении и характеризующимися градиционной слоистостью [Жаров и др., 2000ф]. Мощность – до 15 м.

Морские декливиальные (оползни) отложения (md_{op}H) развиты на склонах рифтогенной структуры Татарского пролива и в районе Присахалинского шельфа на континентальном склоне Охотского моря в интервале глубин 200–700 м. Декливиальные образования представлены олистостромовыми глинистыми песками и песками. Мощность – более 2 м [176].

Морские декливиальные оплывно-оползневые отложения (md_oH) развиты в районе Присахалинского шельфа в верхней части восточно-сахалинского материкового склона в виде широкой полосы гравитационных олистостромовых осадков, оконтуривающей шельф в восточной части описываемой территории. Представлены преимущественно илами пелито-алевроитовыми [Жаров и др., 2000ф]. Мощность – до 15 м.

Морской биогений (mbH) развит на приподнятых поверхностях подводных возвышенностей. Так, на вершине поднятия Мусаси развиты существенно фораминиферовые средне-мелкозернистые пески с примесью вулканомиктового материала. Около 1 % в составе песков представляет аутигенный глауконит. Они залегают на разрушенной поверхности олигоцен-миоценовых вулканитов формации «зеленых туфов». В основании разреза залегает дресвяно-щебнистый прослой разрушенных пород цоколя [Государственная..., 1994]. Мощность этих отложений составляет 20–40 см.

Другая фациальная группа морского биогения развита на мелководной платформе о. Монерон и на мелководье вокруг мыса Крильон. Они представлены скоплениями раковин в песчаном заполнителе. Эти сходные с биогермами образования формируются на поверхности устойчивых к эрозии вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, подводные обнажения которых фиксируются в непосредственной близости [Жаров и др., 2000ф].

Сихотэ-Алинский район

Аллювиально-морские отложения нерасчлененные (amH) распространены в пределах дельтовой части рек Светлая, Пея и на всем протяжении береговой линии в междуречье Венюковка–Единка–Самарга («Самаргинское взморье»), а также в пределах дельтовой части ручьев (в масштабе карты не выражены), устья которых подпружены морскими отложениями берегового вала. Отложения представлены песками, суглинками, глинами, илами и ракушняками. В прибрежной зоне мощная постледниковая голоце-

новая трансгрессия привела к затоплению мелководного шельфа и проникновению морских вод в речные долины, вызвав интенсивные абразионные процессы в береговой полосе и накопление тонкообломочного материала в устьевых частях рек. Возраст отложений определяется по их гипсометрическому положению и по аналогии с возрастом отложений для ряда точек прибрежной полосы (устья рек Жёлтая, Самарга 2-я, Чёрная Речка, Венюковка), для которых установлены СПК, отвечающие оптимуму голоцена [Олейников, 1975ф, Олейников, 1979ф, Короткий, 1980]. Мощность осадков в разрезах – до 5 м.

Морские отложения нерасчлененные (mH) распространены в прибрежной зоне на «Самаргинском взморье» и принимают участие в строении низкой морской террасы (3 м), пляжа и барьерной формы, протянувшейся от устья р. Жёлтая до устья р. Венюковка и состоящей из серии крупных штормовых валов. Литология – галечники, валунники, пески, суглинки, глины, илы, ракушняки. Формирование осадков данного уровня продолжается в настоящее время. Мощность морских отложений – до 5 м.

Относительному похолоданию климата на рубеже атлантических–суббореальных слоев схемы Блитта-Сернандера соответствуют СПК, в которых уменьшается родовое разнообразие и сокращается доля пыльцы широколиственных пород (*Quercus* – 6–12 %, *Ulmus* – 1–2 %, *Juglans* – 0,5–2 %, *Tilia*, *Syringa* – единично). Среди мелколиственных пород возрастает роль пыльцы фригидных форм. Вверх по разрезу отмечается увеличение содержания пыльцы хвойных пород (*Picea*, *Abies* – до 38 %, *Pinus* n/p *Haploxylon* – до 28 %, в т. ч. *Pinus koraiensis* – до 20 %, *P. Pumila* – до 3 %). Спорово-пыльцевые комплексы из субатлантических слоев фиксируют развитие кедрово-еловой тайги с островами широколиственных лесов и лиственных марей. В составе диатомей солоновато-водные и прибрежно-морские формы. Из низинных торфов лагунных фаций и древесины пляжевых фаций разреза низкой морской террасы «Самаргинского взморья» получены радиоуглеродные даты в диапазоне 6380 ± 80 (КРИЛ-272)– 547 ± 46 (ТИГ-11) [Короткий, 1989].

Озерно-аллювиальные отложения нерасчлененные (laH) распространены в междуречье Венюковка–Единка–Самарга в пределах их дельтовой части. Из них в масштабе карты выражены осадки оз. Бурное в районе устья р. Единка. Залегают аллювиально-озерные отложения в депрессии шириной 2,5 км, ограниченной, с одной стороны, коренным склоном, с другой – береговым валом (баром). Литологически представлены песками, глинами, илами, торфом.

Типичный разрез аллювиально-озерных отложений изучен по скважинам [Давыдов, 1975ф]. На гравийно-галечном материале с разнозернистым полимиктовым песчаным заполнителем мощностью 0,5 м залегают глины зеленовато-серые с незначительным количеством песка и мелкого гравия, мощность слоя – 1,5 м, выше по разрезу – глины зеленовато-серые вязкие, плотные, пластичные мощностью 3 м, супеси пепельно-серые мощностью 1 м, глины вязкие серо-коричневые с примесью разнозернистого полимиктового песка и мелкого гравия в количестве до 10–20 % объема породы, мощность 3,5 м и в верхней части торфяники мощностью 1,0 м. Озерные и аллювиальные отложения представлены глинами, песками, гравийниками, галечниками. Мощность отложений – до 10 м.

Аллювиальные отложения нерасчлененные (aH) выделены в долинах крупнейших рек района. Фактически они развиты повсеместно в долинах рек и ручьев, где ими сложены русла, низкая и высокая поймы. Отложения высокой поймы развиты наиболее широко и занимают большую часть долин рек. К отложениям низкой поймы относятся русловые и косовые отложения основных водотоков, проток и стариц. Аллювий имеет пестрый литологический состав и значительную фациальную изменчивость. Характер и мощность его зависят от конкретной геоморфологической ситуации и постоянно меняются в период паводков. Отложения характеризуются плохой сортировкой и представлены обычно валунно-галечными грунтами с песчаным грубозернистым заполнителем с незначительным количеством глинистой составляющей. Тонкие осадки преобладают в верхних частях разреза. Мощность отложений в верховьях рек незначительна, а в средних течениях и в устьевых частях может достигать 10 м.

Спорово-пыльцевые комплексы отражают колебания климата на протяжении голоцена, преобладают комплексы темнохвойной тайги с элементами широколиственной растительности. В устье р. Сабу (высокая пойма р. Самарга) из синевато-серых илистых песков старичной фации для древесины с глубины 1,2 м получена ^{14}C -дата 2860 ± 107 лет (ТИГ-58). Климат был теплее современного: елово-пихтовая тайга с кедром корейским и широколиственной растительностью. Предполагаемый возраст – средний голоцен (суббореал) [Короткий, 1989].

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН (ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО)-ГОЛОЦЕН

о. Сахалин

Элювиальные образования (eElI-H) развиты на древних поверхностях выравнивания в привершинной части Сусунайского хребта. Представлены суглинками и супесями с дресвой и щебнем. Мощность не превышает 2 м. Возраст принят условно на основании сопоставления с отложениями поверхностей выравнивания в центральных частях о. Сахалин [Александрова, 1982].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН (ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО) – ГОЛОЦЕН

Район Южно-Татарского подводного поднятия

Морские флювиальные и нефелоидные отложения нерасчлененные (mf,mnIII-H) распространены на склонах подводных возвышенностей в районе шельфа северо-западной части Японского моря и на континентальном склоне Охотского моря, где эти отложения выделены в виде блоков. Показаны только на схеме соотношений. Мощность оползающих осадков велика и заставляет предполагать, что начало гравитационных процессов связано с поздним неоплейстоценом и продолжалось в голоцене. Эти блоки оползневых тел сложены песками, глинистыми песками, песчано-глинистыми песками, галечниками, но с поверхности они всегда перекрыты

слоем тонкозернистых осадков – глинистыми алевритами и алевропелитами. Мощность – до 10 м.

Морские перлювиальные отложения (mрlll-H) впервые были выделены в 1994 г. [Государственная..., 1994] под названием «отложения отстойного и эдафогенного генетического типов, нерасчлененные». Отложения, представленные песками, глинистыми песками, гравием и галькой, развиты на различных батиметрических уровнях. Выстилают уплощенные поверхности на возвышенности Витязя (глубина около 1300 м), околорыснинные поверхности банки Мусаси (глубины 300–500 м), мелководные участки вдоль побережья о. Сахалин (менее 200 м), т. е. это осадки зон преимущественного размыва или (чаще) транзитного (нулевого) осадконакопления, характеризующихся относительно повышенным уровнем гидродинамической активности. Эдафогенная составляющая этих осадков представлена галькой и гравием преимущественно вулканогенных пород (на относительных мелководьях) и грубопсаммитовыми зернами (на относительно глубоководных участках), количество которых может достигать 49 % и более. Они перекрывают все подстилающие образования (вплоть до коренных пород). В их составе преобладают обломки пород (кислые вулканыты, андезит-базальты, окварцованные и другие местные породы), реже встречаются ожелезненные зерна кварца и полевых шпатов. Среди перлювия, преимущественно на больших глубинах, встречаются и типично палимпсестовые отложения, в которых незначительную часть составляют современные и голоценовые частички алевропелитовой размерности, которые при снижении гидродинамического режима попадают в поры гравийно-песчаных осадков. Доля тонкообломочных частиц контролируется батиметрией и возрастает с глубиной. Мощность описываемых осадков составляет от 0,4 до 3 м. Нижняя граница всегда резкая, подчеркивается горизонтом размыва [Государственная..., 1994].

Морские декливиальные отложения (mdlll-H) выделены на материковых склонах Приморья и Сахалина в Японском море. Они распространены от бровки шельфа до глубин 500–700 м и приурочены к склонам с углами от 4 до 6°. Основным видом гравитационных процессов здесь является крип, а также оползни. Это хорошо видно по данным сейсмоакустического профилирования, проведенного специалистами ТОИ РАН при поисках гидратов [Обжиров, 2014ф]. На сейсмограммах отчетливо видно, что верхняя часть склонов сформирована преимущественно оползневыми телами, образующими подобие лестницы террас (рис. 10).

В нижней части склона оползни переходят в грязевые и мутьевые потоки, турбидиты, которые у подножия склонов формируют шлейф рыхлых осадков с микрорасчлененной поверхностью (рис. 11). При этом эти гравитационные отложения нередко полностью перекрывают осевую часть пролива [Обжиров, 2014ф].

Геологическим опробованием установлено, что в осевой части развиты преимущественно пелитовые алевриты, алевриты, пелито-алевроитовые илы, но как показывают специальные исследования [Рыбалко и др., 2013], формирование илистого покрова в зонах гравитационных процессов связано с осаждением взмученного при оползании взвешенного материала, который и формирует толщу нефелоидных отложений.

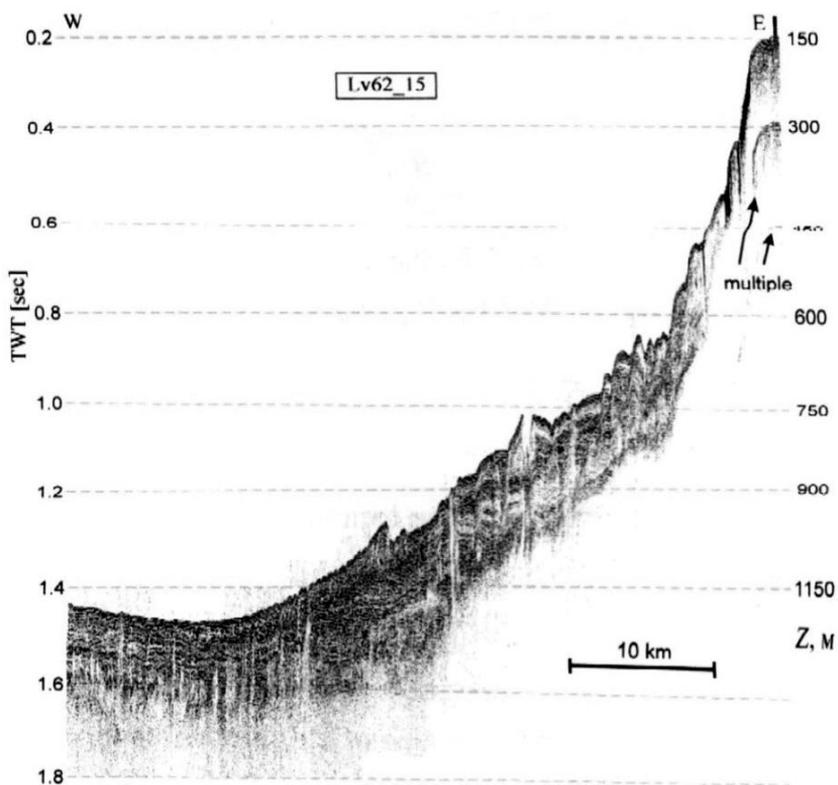


Рис. 10. Сахалинский склон центральной впадины Татарского пролива с многочисленными оползнями. Сейсмограмма [Обжиров, 2014ф].

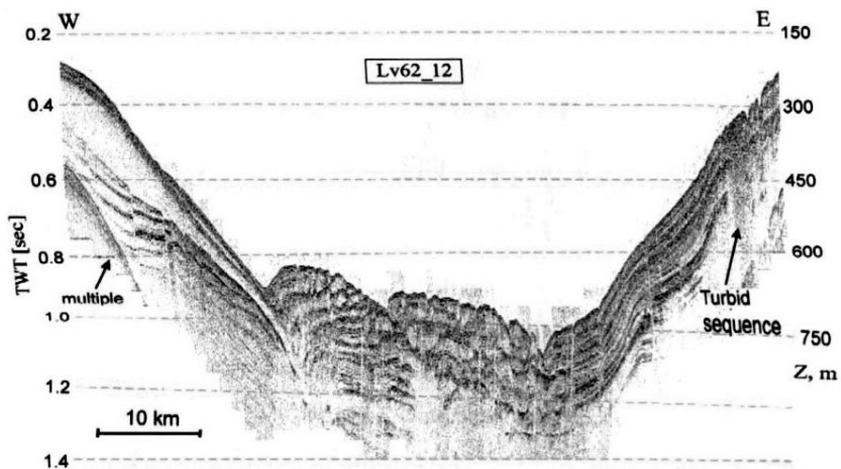


Рис. 11. Осевая часть Татарского пролива, во многом выполненная отложениями грязевых, в том числе турбидитовых потоков. Сейсмограмма [Обжиров, 2014ф].

Вскрытая мощность пластичных илов составляет до 2 м, а по данным НСП она может достигать 20 м и более, однако они нигде не образуют широких площадей, а развиты локально.

Нельзя исключать и блоковых опусканий, так как уровень геодинамической активности здесь достаточно высок, особенно у берегов о. Сахалин. Только в районе о. Монерон отмечаются в историческое время эпицентры землетрясений с магнитудой до 7 баллов. Учитывая, что склоны Татарского залива могут превышать 4–6°, каждый из сейсмолочков с интенсивностью свыше 1–2 баллов может вызывать оползание как самих осадков, так и целых блоков коренных пород, слагающих эти склоны.

Аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы о. Сахалин ($\alpha^3\text{III-H}$) широко распространены в бассейнах крупных рек первого и второго порядков (Лютога, Сусуя, Таранай, Ольховатка, Шебунинка, Кострома, Найба, Брянка и др.), где они слагают аккумулятивный чехол третьей цикловой цокольной террасы высотой 12–18 м. Представлены различными по размеру и степени окатанности галечниками и гравийно-галечниками с прослоями песков, супесей и суглинков. Мощность – от первых метров до 8 м.

Аллювиально-пролювиальные отложения ($\alpha\text{pIII-H}$) распространены в основании западных отрогов Тонино-Анивского и Сусунайского хребтов. Вскрыты многочисленными гидрогеологическими скважинами, пробуренными в районах поселков Старорусское, Березняки, Хомутово и г. Южно-Сахалинск, а также и горными выработками в бассейнах рек Айруп, Ударница, Шпаковка. В подножье Тонино-Анивского хребта они представлены преимущественно серыми и голубовато-серыми глинами с различным количеством гравия, галек, щебня и дресвы, песками и прослоями и линзами гравийно-галечников с супесчаным и суглинистым заполнителем. Мощность вскрытая – до 20 м. В Сусунайской депрессии состав осадков более грубый – гравийно-галечники, реже – валунники с суглинистым, иногда супесчаным заполнителем, пески, «тяжелые» суглинки и несортированные супеси с гальками, гравием, щебнем и дресвой. Мощность достигает 60 м.

Объединенные аллювиально-пролювиальные и озерные отложения ($\alpha\text{p,III-H}$) развиты на о. Сахалин в западной части п-ова Крильонский, где они выполняют переуглубленные участки долин рек Кетовая, Шебунинка, Китосия, Обутонай. Представлены однородными серыми и буровато-серыми суглинками с включениями крупных галек. Мощность непостоянна, достигает 70 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Сихотэ-Алинский район, о. Сахалин

Палюстринные образования (pIII-H) в масштабе карты показаны только в междуречье Жёлтая–Тохтинка, где они перекрывают наиболее высокие поверхности водоразделов и поверхность I надпойменной террасы. Представлены они суглинками, илами и торфом. Спорово-пыльцевые комплексы позднего неоплейстоцена соответствуют развитию елово-пихтовой тайги на

склонах ольховника на заболоченных поверхностях [Олейников, 1975ф]. Для верхового торфяника, локально развитого на поверхности позднеплейстоценовой морской террасы к югу от оз. Бурное (Самаргинское взморье), получена серия ^{14}C -дат в диапазоне $- 2,1 \pm 50 - 4,9 \pm 60$ (КИ 1485–1488, 1762–1770) [Короткий, 1989].

В целом образования данного стратогена широко распространены в пределах базальтовых плато и на участках рек, подпруженных оползнями базальтов, по днищам долин всех рек, на морском побережье. Так, в приустьевой части р. Ботчи к ним приурочено коренное проявление торфа (Плахотник, 1965). Отличительной чертой болотных отложений, приуроченных к поверхностям платобазальтов, являются меньшая мощность оторфованных илов и более широкое развитие желто-бурых суглинков. Характерен переход от болот низинного типа (черные и темно-серые глины, алевролиты с прослоями торфа) к болотам верхового типа. Мощность палюстрия в районе достигает 5 м.

Пролувиальные и делювиальные образования (p,dlll-H) в Сихотэ-Алинском районе сформированы деятельностью временных водотоков и плоскостным смывом на пологих (до 10°) склонах. Отложения данного генетического типа литологически представлены суглинками, глинистыми песками, песчанистыми глинами, дресвяниками. Приурочены они к периферическим участкам долин, эрозионным ложбинам наиболее низкого порядка с большими уклонами и к верховьям рек, где наблюдаются обыкновенно очень слабо окатанные и сортированные обломки, испытавшие начальную обработку водными потоками, часто перекрывают тыловые швы надпойменных террас и слагают конусы выноса, отмечающиеся в устьях большинства мелких ключей, особенно в том случае, если они являются притоками ручьев и рек, значительно превосходящих их в размерах, а также нижние части подсклоновых шлейфов. Отложения конусов выноса отличаются отсутствием сортировки и окатанности материала и сложены дресвой и щебнем разнообразных по составу пород, вынесенных временными потоками к устью распадков. Отложения шлейфов формируются на пологих склонах и у подножия гор в виде узкой полосы (100–300 м). Мощность отложений хорошо определяется в конусах выноса резко сочленяющихся с субгоризонтальными площадками террас, на которые они выносятся, и не превышает 10 м.

В районе о. Сахалин пролувиальные и делювиальные отложения широко распространены на бортовых частях Сусунайской депрессии, в основании западных отрогов Тонино-Анивского и восточных отрогов Сусунайского хребтов. Вскрыты многочисленными скважинами и горными выработками. Представлены щебнем, дресвой, реже – глыбами с суглинистым, супесчаным и песчаным заполнителем, прослоями неотсортированных гравийно-галечников, гравелистых песков, реже – суглинков. Материал не отсортирован, наблюдается увеличение размера составляющих обломков по направлению к основанию склонов современного рельефа. Мощность – до 70 м.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,slll-H) распространены на пологих (до $10-15^\circ$) подножьях склонов, приурочены к расширенному участкам магистральных долин. Образованы медленным смещением продуктов выветривания пород под воздействием силы тяжести и струйчатого смыва. Сложены суглинками, супесями с дресвой, щебнем и

глыбами, глинами, формирующими предгорные шлейфы. Мощность у основания склонов – до 10 м.

Коллювиальные и солифлюкционные образования (с,slIII-H) распространены на склонах крутизной до 20–30° и более, обычны в полях развития крупных гранитных массивов. Нижняя часть разреза сформирована солифлюкцией, верхняя – осыпным коллювием. Отложения представлены глыбами, щебнем, суглинками, супесями, глинами. Мощность – до 10 м.

Коллювиальные и десерпционные образования (с,drIII-H) развиты на низкогорном рельефе (углы падения склонов не превышают 20°). Распространены в бассейнах магистральных рек, представлены суглинками, супесями с дресвой, щебнем, редко с глыбами, покрывая сплошным чехлом склоны долин. Мощность их у подножий склонов не превышает 5 м.

Элювиальные и десерпционные образования (e,drIII-H) развиваются на водораздельных хребтах и в пределах древних поверхностей выравнивания. Распространены они участками, как правило, в районах развития кислых эффузивов, реже – на средних и основных породах. Их литологический состав, представленный щебнями, дресвой и сулинками, зависит от состава подстилающих пород, крутизны и экспозиции склонов, гидрогеологических условий и ряда других причин. Направленное похолодание климата в плейстоцене вызвало в вершинном поясе гор возникновение и периодическое расширение гольцово-тундровой зоны и привело к изменению условий разрушения горных пород, что отразилось на фациальном составе и мощности осадков. Мощность напрямую зависит от свойств коренных пород и достигает 5 м.

Коллювиальные и делювиальные образования (с,dIII-H) распространены в Сихотэ-Алинском районе и на о. Сахалин на значительно переработанных склоновыми процессами умеренно крутых склонах (15–35°) в пределах среднегорья. Слагают рыхлый чехол склонов обвального-осыпного и делювиально-осыпного сноса. Представлены преимущественно осыпными фациями коллювия с горизонтами в подножьях склонов щебнисто-суглинистого делювия. Состав отложений – глыбы, щебни, дресва, супеси и суглинки, мощность – до 8 м.

Десерпционные образования (drIII-H) представляют собой продукты медленного смещения плаща рыхлого материала на склонах под действием силы тяжести и переменного увлажнения без разрыва его сплошности, широко распространены на задернованных склонах различной крутизны. В гольцовой зоне медленно смещающийся вниз по склонам сухой обломочный материал образует щебнисто-глыбовые потоки (курумовые накопления), приподошвенные слои обогащены пылеватым материалом. Литологический состав представлен глыбами, щебнем с суглинками и супесью. На скальных породах десерпций представлен в основном грубообломочным щебнисто-глыбовым материалом с примесью супесчано-суглинистого мелкозема. Размеры обломков, их форма существенно зависят от состава коренных пород. Мощность отложений – до 5 м.

Деплясивные образования (d,lIII-H) в Сихотэ-Алинском районе представлены блоками скальных пород, глыбами, щебнями, глинами, суглинками, образовавшимися в условиях свободного скольжения блоков под дей-

ствием собственного веса. Они характерны для склонов глубоко врезуемых долин в пределах площадей развития неогеновых платобазальтов и приурочены к их краевым частям. У наиболее значительных оползней объем масс пород, вовлеченных в оползень, по ориентировочным расчетам достигает 2 км^3 [Пушин, 1973ф]. Эти накопления представлены обломочным несортированным материалом (крупные отторженцы коренных склонов), сместившимся вниз по склону на значительные (до 2 км) расстояния. Коренные породы раздроблены на крупные глыбы, хаотически разбросанные. Размеры глыб колеблются от метров до нескольких сот метров, промежутки между ними выполнены песчано-глинистым материалом, щебнем, дресвой. Многие оползни в настоящее время разрушены. Возраст накоплений не может быть древнее, чем поздненеоплейстоценовый, так как нигде не наблюдалось, чтобы они перекрывались аллювием позднего неоплейстоцена (Архипов, 1973). Образование этих накоплений продолжается по настоящее время. Мощность их – 10 м и более.

На о. Сахалин деляпсивные отложения распространены преимущественно в областях развития глинистых и песчано-глинистых пород в Западно-Сахалинских горах. Они формируются в результате смещения блоков породы на склонах крутизной от 15 до 35° по вогнутым поверхностям срыва в результате нарушения сил сцепления в переувлажненных породах. Оползневые отложения не слоисты и имеют брекчиевидный характер. Представлены эти образования блоками коренных пород, брекчиями, глинами, супесями и суглинками. Мощность – от 5 до 15 м.

Коллювиальные образования (СIII-Н) развиты в Сихотэ-Алинском районе на участках с сильно расчлененным рельефом, характеризующимся длинными и крутыми склонами – на южных склонах Тохтинского хребта и в некоторых других местах. Образования представляют собой хаотические нагромождения несортированных обломков различных размеров и перекатывающийся или скользящий по склону обломочный материал, слагающий осыпные конусы в нижней части склонов и на их выположенных участках. Встречаются осыпи незакрепленные, полужакрепленные и закрепленные. Незакрепленные осыпи образуются в виде небольших участков на гребнях и крутых (более 40°) склонах (гора Вуэлля-Кемани и др.). Они представляют собой беспорядочное нагромождение щебня и глыб, промежутки между которыми остаются незакрепленными. Незакрепленные осыпи характеризуются большой подвижностью. Характер их зависит от состава образующих пород, привнесенный материал отсутствует. С поверхности осыпи сложены крупноглыбовым плохоокатанным материалом. Гранулометрический состав обломков предопределен материнскими породами. Полужакрепленные и закрепленные осыпи имеют более широкое распространение и часто подстилают незакрепленные. Представлены глыбами, реже щебнем различных размеров и формы. Пустоты между крупными обломками заполнены дресвой, супестью и суглинком. На закрепленных осыпях, кроме того, развит маломощный почвенный слой. Осыпи густо поросли кустарником, редко лесом. Мощность этих отложений увеличивается сверху вниз по склону и достигает 10 м.

На о. Сахалин коллювиальные отложения широко распространены на склонах обвального-осыпного сноса и в подножьях крутых денудационных уступов во всех горных сооружениях территории. Представлены глыбами и щебнем с примесью мелкозема, песка, супеси. Мощность – от 1 до 8,5 м.

Делювиальные образования (dIII-H) покрывают практически всю территорию о. Сахалин, за исключением долин водотоков и плато. В виде сплошного чехла они залегают на склонах гор разной крутизны с незначительно развитой эрозионной сетью. В основании горных склонов, а также на прямых коротких склонах с многочисленными неглубокими эрозионными ложбинами временных водотоков они образуют выполаживающиеся шлейфы. Литологический состав: суглинки, глины, супеси с дресвой и щебнем, реже глыбы. На пологих склонах преобладает супесчано-глинистый материал с обломками пород. С увеличением крутизны склона начинает преобладать грубообломочный материал. Обломки остроугольные или плохоокатанные. Отмечается вертикальная зональность в распределении обломков пород различных размеров. Верхние горизонты, как правило, щебнисто-суглинистые. На поверхности древних аллювиальных террас, в местах их примыкания к подножиям склонов делювиальные шлейфы достигают ширины 100 м и более. Голоценовый возраст их определяется условно, исходя из того, что шлейфы, как правило, частично перекрывают аллювиальные отложения террас, залегая в основании пологих склонов. Мощность делювиальных накоплений достигает 10 м у подножий склонов, уменьшается до 1–1,5 м в верхних частях и сходит на нет в местах скальных выходов.

Элювиальные и делювиальные образования (e,dIII-H) развиты в Сихотэ-Алинском районе и на о. Сахалин. Представляют собой глыбы, щебни, дресву, суглинки и супеси в разнообразных соотношениях, которые разделить четко на элювиальные и делювиальные отложения невозможно. Слагают рыхлый чехол склонов осыпного и делювиально-осыпного сноса, широко развитых на территории, и по которым под действием дождевых и талых вод перемещались продукты разрушения коренных пород, образовавшиеся в процессе химического и механического выветривания. Иногда у подножий склонов они слагают элювиально-делювиальные шлейфы. Мощность элювиальных и делювиальных образований не превышает 6,5 м.

Элювиальные образования (eIII-H) имеют довольно ограниченное распространение, покрывая плоские и субгоризонтальные водораздельные поверхности. Развиты главным образом на поверхностях платобазальтов, меньше – на узких водораздельных гривах. В зависимости от состава материнских пород и длительности формирования элювиальные отложения имеют различный гранулометрический состав – от глыб до глин. Элювиальные отложения более или менее постепенно переходят в материнские породы, причем с глубиной увеличивается количество и размер крупнообломочного и глыбового материала, соответственно уменьшается количество щебня и суглинистого материала. Очень характерен элювий на базальтах, где непосредственно на выветрелой поверхности их залегают слой, состоящий из крупных глыб и щебня, сцементированных плотной вязкой глиной и суглинком желто-бурого цвета, мощностью 1 м. Выше залегают глины с единичными обломками базальтов и незначительной примесью песка. Формирование элювиаль-

ных образований началось после излияния базальтов и продолжается до сих пор. Мощность элювия достигает 5 м.

На о. Сахалин элювиальные отложения широко распространены в Муравьевской низменности и Островской депрессии, на Корсаковском плато и фрагментарно в западных отрогах Сусунайского хребта и осевой части Южно-Камышового хребта. Слагают рыхлый чехол склонов плоскостного смыва, сформированных на бронированных поверхностях устойчивых пород и поверхностях денудационного выравнивания. Состав отложений однообразен – дресва и щебень в суглинистом и (или) супесчаном заполнителе. Мощность в различных частях территории – 0,2–5 м.

ЛИТОЛОГИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ДНА АКВАТОРИИ

Для составления литологической карты морского дна в рамках листа L-(53),54 были использованы результаты геологического картирования шельфа, выполненного Морской партией Партизанской экспедиции ПГО «Приморгеология» в 1970-х годах, а также результаты составления геологических карт масштаба 1 : 200 000, подготовленных специалистами Центральной экспедиции Сахалина в начале XXI века. Кроме того, были использованы результаты гранулометрического анализа ТОИ ДВО РАН, а также ряд отчетов в фондах Приморгеологии и Сахалинского геологического управления, в которых приводились данные по донным осадкам, полученные попутно при проведении основного блока исследований. Для того, чтобы совместить столь разнородный материал, литологическая карта составлялась с учетом ранее составленной карты четвертичных отложений и геоморфологии морского дна, основанной на карте донного рельефа. На начальном этапе работ была проведена увязка материалов с ранее составленной ФГБУ «ВНИИОкеангеология» литологической картой донных осадков по листам К-(52),53 [Государственная..., 2011], а на заключительном этапе с литологической картой по листу М-54, подготовленной к изданию ФГБУ «ВСЕГЕИ» [Государственная...,2017].

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Климат и гидрологический режим

Основным фактором, определяющим общие характеристики ветрового режима над акваторией, является муссонная циркуляция атмосферы. В зимний период сильные (нередко штормовые) сезонные ветры приносят с материковой суши холодный сухой воздух. Заливы Сахалина зимой покрываются льдом. То же самое наблюдается и в бухтах приморского побережья, причем он может сохраняться там 2–3 месяца. Ледовый покров крайне редко появляется в Татарском проливе, но в открытом море в январе–феврале постоянно отмечается дрейфующий лед [Атлас..., 2004]. В субприбрежных открытых областях моря за счет разницы температур развиваются активные процессы вертикального перемешивания. Особо следует отметить, что в северную часть Японского моря, преимущественно летом, заходят тайфуны, зарожда-

ющиеся в тропических широтах. Ливни, являющие отголосками тайфунов, приводят к периодическому паводковому сбросу вод, что ведет к увеличению выноса реками взвешенного вещества и к усилению стоковых течений, усложняющих прибрежную гидродинамику.

Материковый сток незначителен и в северной части япономорского бассейна оценивается в 2,3 млн т ежегодно, из растворенных веществ – 2,7, твердых – 1,6 млн т/год. В целом для взвесей и влекомых наносов рек региона характерен достаточно грубый механический состав (выделяются крупнопелитовая и мелкоалевритовая фракции), при этом реки склонов Восточного Сихотэ-Алиня несут достаточно крупный материал, который становится слагающим небольших пляжей.

Береговая линия

Береговая линия Японского моря и прилегающей части Татарского пролива слабо изрезана, иногда почти прямолинейна. Берега скалистые, большей частью обрывистые и крутые. Отдельные мысы окаймлены камнями [Атлас..., 2004]. Южное и юго-восточное побережья о. Сахалин характеризуется наличием обширных открытых на юг и восток заливов с глубинами до 100 м.

Гранулометрические типы осадков

На территории листа L-53,(54) преобладают обломочные осадки, точнее, та их разновидность, которая носит название «терригенные» и возникла за счет разрушения пород континента. Даже на дне Татарского пролива, где вполне ощутимую роль в процессах седиментации начинает играть биогенное осадконакопление, большая часть донных осадков представлена обломочными отложениями, поступающим с шельфовых площадок. Отметим также, что вся эта область принадлежит к континентальной окраине континента. В соответствии с этим главным классифицирующим признаком была использована десятичная метрическая система, разработанная в ФБГУ «ВНИИОкеангеология» В. И. Гуревичем [Гуревич, 2002], а выделенные размерные таксоны были изображены цветом. В соответствии с указанной классификацией, на литологической карте поверхности морского дна выделены осадки трех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные [Андреева, Лапина, 1998; Методическое..., 2009]. Полигранулярные отложения на нашей подводной территории были обнаружены на единичных картах, подготовленных ранее и вошли в классификационную таблицу под названием «миктиты» совместно с тригранулярными осадочными образованиями.

Моногранулярные (однородные) осадки, в соответствии с классификацией, сложены на 75 % и более одной доминирующей фракцией. Они представлены песками, алевритами, пелитами и грубообломочными отложениями: галькой, гравием (дресвой) и редкими валунами. При этом, если первые три литотипа выделены преимущественно по данным гранулометрического анализа (т. е. на количественной основе), то гравийно-галечные осадки определены исключительно на визуальной основе, что отражается на точности их обоснования. Классификация «ВНИИОкеангеологии» подразумевает также выделение моногранулярных чистых осадков, где содержание господствующей

щей фракции составляет более 85 % [Андреева, Лапина, 1998]. Тезис этот весьма дискуссионный, принимая во внимание существующие точности гранулометрического анализа. Нами выделены такие осадки только в классе отложений пелитовой размерности с целью сопоставления с аналогичной картой по листу М-54.

Моногранулярные гравийно-галечные отложения (Г,Гр), как уже отмечалось, выделяются визуально и поэтому реальные количественные данные отсутствуют. Этим объясняется объединение в одной группе двух размерностей обломочных отложений: гальки и гравия. Эти отложения развиты в виде прерывистой полосы на узком шельфе Приморского края и приурочены как к участкам абразионных берегов, так и к небольшим поднятиям на прибрежной абразионной платформе. Представлены незакономерными пятнистыми скоплениями гальки и гравия местных пород, в значительной мере вулканогенного генезиса. Формирование их связано как с волновым полем, нижняя граница которого располагается на глубине 15–20 м, так и с активными вдольбереговыми течениями. По своему генезису это типичные перлювиальные образования.

Моногранулярные песчаные отложения (П) развиты также в прибрежной зоне, но уже как вдоль берега Приморского края, так и вдоль Сахалинского побережья. Они развиты примерно до глубин 50 м и представлены обычно мелкозернистыми разностями и высоким уровнем сортировки [Астахов, 1986]. На Приморском шельфе эти пески чередуются с моногранулярными грубообломочными отложениями и соответствуют зонам накопления волновых песков. Это доказывается тем, что в обширных участках вогнутого берега аналогичные песчаные отложения формируют прибрежные аккумулятивные тела и выстилают прибрежную мелководную часть, а также слагают большую часть пляжевых отложений. Именно эти пески и являются коллекторами россыпных минералов. Вмещающие пески имеют преимущественно полимиктовый состав с высоким содержанием рудных минералов в тонких фракциях.

Вдоль южного побережья Сахалина мелкозернистые пески (Пм) развиты практически повсеместно до глубин 30–40 м. Они имеют кварц-полевошпатовый состав, характеризуются очень высокой сортировкой. Более широкое распространение этих отложений связано с активной абразией берегов Сахалина. Генезис их преимущественно волновой, только к югу от мыса Крильон развиты более обширные поля песчаных отложений подводно-флювиальных (Пс).

Моногранулярные пески среднеспаммитовой размерности генезиса развиты существенно реже – на шельфовых платформах в виде отдельных мелких полей. Они все закартированы в северной части планшета в Татарском проливе и далее переходят на лист М-54, где развиты несравненно шире, что связано, вероятно, с усилением деятельности придонных течений в узкой части пролива.

Моногранулярные алевриты (А) развиты в виде мелких узких полей, приуроченных к прибровочной части шельфовой платформы. Их образование связано с действием контуритов в зоне резкого перегиба морского дна.

Моногранулярные пелиты (Пл), в том числе пелиты чистые (Пл^ч) занимают чуть меньше 50 % морского дна. На площади листа присутствуют два типа этих отложений. Наибольшее поле пелитов связано с осевой частью Татарского пролива (Татарский риф), переходящего в глубоководную ложбину северной части Японского моря. Здесь донные осадки относятся к биогенно-обломочному вещественно-генетическому типу и представлены слабокремнистыми диатомовыми глинистыми илами. Эти отложения обладают очень высокими сорбционными свойствами, формируются как за счет взвешенного материала, поступающего с шельфовых площадок Приморского и Сахалинского побережья с суспензионными потоками высокой плотности, так и выносов из Татарского пролива. Судя по океанологическим данным, в этом районе существуют слабые халистатические течения, что способствует накоплению здесь как минерального автохтонного вещества, так и фитопланктона, представленного большей частью панцирями диатомей. По своему происхождению это типичные присклоновые нефелоидные образования [Структура..., 1983].

В северной части листа, в узкой, более глубоководной ложбине, по нашим данным и материалам авторов листа М-54, накапливаются чистые пелиты (содержащие фракцию <0,01 мм в количестве более 85 %). Возможно, их накопление связано с разгрузкой взвеси, поступающей с севера Татарского пролива и содержащей материал речного стока Амура.

Два других поля пелитовых осадков приурочены к центральной части залива Анива и западной части залива Терпения. По своему происхождению – это типичные приустьевые нефелоиды [Лихт и др., 2005]. Они состоят из минеральной взвеси, прошедшей маргинальный фильтр рек и сложены продуктами разрушения берегов, т. е. это чисто терригенные осадки. В заливе Терпения обращает на себя внимание приуроченность донных осадков к бровке континентального шельфа и вершинам каньонов, по которым происходит разгрузка тонкого пелитового материала в присклоновые области и где начинают формироваться мутьевые потоки.

Бигранулярные (переходные) осадки сложены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (25–50 %) размерными группами фракций. Эти отложения представлены песчаными, алевроитовыми и пелитовыми разновидностями.

Пески с галькой и гравием (Г,Гр)П развиты локально в северо-западной части листа, где они на глубинах 50–60 м отделяют поле развития грубообломочного перлювия от подводных флювиальных отложений, представленных преимущественно песками. Пространственно они уходят на север, на лист М-54, где более широко распространены. В литологическом отношении представляют собой скопления гальки и гравия преимущественно вулканических пород, незаконномерно чередующихся со скоплениями грубых песков с примесью гравия. Песок также заполняет поры между обломками пород и нередко подстилает отмытый верхний горизонт грубообломочных образований. Сортировка осадка очень плохая. Иногда фиксируются прикрепленные водоросли [Астахов, 1986].

По своему происхождению – это чисто «реликтовые» образования, возникшие в результате избирательного выноса мелкозема из осадков и форми-

рования бронирующего грубообломочного горизонта. Галька и гравий – продукт абразии берега, песок, по крайней мере его значительная часть, – результат переноса псаммитовых частиц во взвеси. При снижении скорости течений песок оседает на дно и располагается в мелких депрессиях, либо застревает между крупными обломками, которые предохраняют от дальнейшего размыва.

Галька, гравий с песком (П(Г,Гр)) – полигенные осадки, которые развиты локально и только на Сахалинском шельфе. Так, в северной части листа они покрывают вершину небольшого поднятия. Такие же локальные привершинные поля располагаются и в юго-восточной части листа на денудационном плато, отходящем на северо-запад от о. Хоккайдо и характеризующемся сильно расчлененным вулканогенным рельефом. Кроме того, они слагают прибрежную зону к востоку от п-ова Анива, где в результате открытой экспозиции в сторону Охотского моря эта часть берега находится почти под постоянным прибоем. По данным подводных фото — это крупно-грубозернистые пески полимиктового состава, в верхней части которых располагаются многочисленные скопления гравия обломочных и вулканогенных пород. Объем грубообломочного материала не превышает 30 %. Характерно отсутствие корочек обрастания и псаммитовых зерен в железистой рубашке, что указывает на довольно частое перемещение этих зерен в водной толще. Указанные особенности позволяют отнести эти отложения к подводному флювиалу с включением переработанного перлювия. По своему генезису это палимпсестовые отложения.

Пески пелитовые (глинистые) (ПлП) покрывают около 15 % поверхности морского дна, 50–75 % сложены песком, а 25–50 % представлены пелитом. На Приморском шельфе, в его центральной части эти пески покрывают дно между полями гравийно-галечных отложений, вплоть до бровки шельфа (160–180 м). С поверхности пески практически отмыты, но сразу вниз по разрезу начинается интенсивное заиливание песков. По-видимому, формирование подобных осадков связано с неравномерной деятельностью вдольбереговых течений. В момент падения скорости течения сальтирующие частицы псаммитовой размерности и тонкая взвесь оседают на дно, при последующем перемыве тонкий материал «проседает» и заполняет поры между песчинками, отчего незначительное увеличение скорости недостаточно для полной ресуспензии осадка.

На Татарско-Сахалинском участке шельфа в северной его части пелитовые пески занимают батиметрически более низкое положение. Здесь они развиты под бровкой шельфа на глубинах до 200 м и их образование скорее всего связано с контурными течениями. Не исключено, что часть этих песков формируется в результате деятельности подводных мутьевых потоков, что иногда подтверждается их вытянутостью вниз по склону. Кроме того, пелитовые пески в юго-восточной части планшета слагают как склоны подводных возвышенностей (возможно, древних вулканов), так и узкие ложбины, разделяющие эти возвышенности.

Описываемые осадки широко развиты в заливе Анива. У западного берега они выстилают дно ниже подводного берегового склона, на глубинах ниже 20 м и до уровня –60 м, где они непосредственно контактируют с алевро-

глинистыми илами (алевроитовыми пелитами). Это автоматически выводит их из понятия «ундалувий». Осадки текучие, преобладают мелкозернистые разности, содержат редкие обломки гравийной размерности. Учитывая глубину их залегания, генезис этих песков – флювиальный, а в настоящее время верхняя часть покрова донных осадков может рассматриваться как перлювий.

Перлювиальный генезис имеет и поле песков к югу от п-ова Анива на глубинах 60–100 м. Здесь также действуют течения сложного генезиса: сточные, волновые, нагонно-сгонные.

Алевроитовые пески (АП) занимают вполне определенное батиметрическое положение. На Приморском участке шельфа, в северной и южной частях листа они развиты как в прибрежной части, так и в верхней части континентального склона. В северной части листа Татарско-Сахалинского участка описываемые осадки также формируют вытянутое поле в прибрежной части на глубинах до 200 м. Наиболее обширные поля алевроитовых песков выявлены на юго-восточной части листа. Они покрывают большую часть морского дна за исключением отдельных возвышенностей, здесь наиболее широкий диапазон глубин 60–200 м.

В заливе Терпения описываемые осадки слагают морское дно выше бровки шельфа на глубинах 180–190 м, где обычно действуют постоянные вихревые течения, которые и приводят к погрубению осадка.

Таким образом, возникновение полей алевроитовых осадков связано большей частью с действием течений, направленных обычно вдоль бровки шельфа.

Песчаные алевроиты (ПА) занимают около 10–12 % площади дна. Содержание песчаной фракции в песчаных алевроитах – от 25 до 43 %, а алевроитовой фракции – от 51 до 62 %. Постоянно отмечается примесь пелита – менее 10 %. В определенном плане эти осадки являются фациальным аналогом алевроитовых песков и замещают друг друга как по латерали, так и по глубине. Это особенно хорошо видно на склоне Приморского шельфа, где эти осадки развиты как ниже бровки шельфа (на севере), так и выше этой бровки (южная часть листа). Наиболее обширное поле песчаных алевроитов установлено в юго-восточной части площади листа, у подножья вулканогенного плато к северо-западу от о. Хоккайдо.

Сами осадки являются переходными к чистым нефелоидам, сложены терригенным или вулканокластическим материалом. Имеют текучую консистенцию и пятнистую текстуру, обусловленную незакономерным распределением диагенетических стяжений органики черного цвета.

Пелитовые алевроиты (ПЛА) занимают менее 12–15 % площади дна акватории. Это уже нефелоидные осадки, которые встречаются на глубинах более 1000 м. Содержание алевроитовой фракции в осадках 52–64 %, пелитовой – 23–45 %, примесь песка 4–12 %. Так, описываемые осадки формируют достаточно большое поле в юго-западной части листа у подножия континентального склона Приморского шельфа. Но наиболее крупные поля пелитовых алевроитов развиты у подножия склона Татарско-Сахалинского шельфа к западу от о. Монерон. Выпуклая форма этих полей с языками в сторону оси глубоководной впадины, связь этих языков с линейными литодинамическими потоками не оставляют сомнения, что формирование этих осадков связано с гравитационным движением суспензионных потоков вниз по континенталь-

ному склону. Они представляют собой своеобразные фаны, сложенные обломочным материалом существенно алевритовой размерности. Это подчеркивается и отсутствием между этими осадками и нефелоидными пелитами, выстилающими дно Северо-Японской котловины, промежуточной фации, сложенной алевритовыми пелитами.

Пелитовые алевриты развиты и в относительно мелководном заливе Анива. Они фиксируются в его северной и восточной частях и представляют собой переходную фацию между волновыми песками и грубообломочными образованиями, с одной стороны, и зонами приустьевого нефелоидного седиментогенеза, с другой.

Также обширные поля описываемых донных осадков развиты и в заливе Терпения. С одной стороны, они занимают обширные поверхности на самой платформе островного шельфа, облекая зону приустьевой нефелоидной седиментации. С другой стороны, эти же осадки выстилают верхнюю часть континентального склона вне границ каньонов.

Алевритовые пелиты (АПл) являются фациальной разновидностью нефелоидного генетического типа. Особенно это хорошо видно в Татарском проливе, где описываемые осадки в виде узкой полосы окаймляют поле пелитов. Учитывая недостаточную точность гранулометрических типов, можно сказать, что это единая группа осадков, объединенная глубиной, характером накопления осадочного материала (биогео-обломочная седиментация по А. П. Лисицыну), в результате чего и формируется биогео-терригенный вещественно-генетический тип донных образований, представленный слабокремнистыми диатомово-терригенными илами. Содержание пелитовой фракции в них 50–74 %, алеврита – 20–47 %, примесь песка – 2–10 % (это то, что отделяет описываемые осадки от пелагических отложений).

Поля алевритовых пелитов выявлены и в пределах вулканогенного плато к северо-западу от о. Хоккайдо. Здесь описываемые осадки выстилают дно крупных изолированных впадин, а также окаймляют подножие относительно крупных платообразных поднятий. Достаточно крупное поле чисто терригенных алевропелитов развито и в осевой части залива Анива. В заливе Терпения также присутствуют чисто терригенные нефелоиды, и в их состав входят и описываемые донные осадки, которые окаймляют поле пелитов.

Внешний вид осадков мало отличим от пелитовых разновидностей. Это текучие образования с умеренной сортировкой. Наличие постоянной, хотя и небольшой примеси песка говорит о том, что процессы механической дифференциации здесь еще не дошли до логического конца.

Тригранулярные осадки (миктиты), состоящие из трех фракционных групп, относятся к смешанным осадкам. Они содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50 % каждой фракции, сопутствующие – от 10 до 25 %. Сортировка осадков плохая. Формирование этих отложений обусловлено совокупностью различных факторов: динамических процессов, различных источников поступления обломочного материала и т. д.

На карте выделяются следующие разновидности миктитов: песчано-алеврито-галечный, гравийный, пески алевропелитовые (алевро-пелито-песчаный), пески пелито-алевритовые (пелито-алеврито-песчаный), алевриты

песчано-пелитовые (песчано-пелито-алевритовый). Они выполняют незначительные по площади пространства между районами распространения осадков переходного типа, связаны с ними и между собой фациальными переходами. Песчанистые миктиты характерны для отложений перлювиального генезиса.

Песчано-алеврито-галечный, гравийный миктит (ПА(Г,Гр)) представляет собой незакономерную смесь гальки, гравия (дресвы), и разнозернистого, существенно крупно-грубозернистого песка, перекрывающего выходы коренных пород или покрывающих бенч у абразионных берегов. Эти отложения образуют локальные и небольшие по площади поля, обычно приуроченные к небольшим поднятиям. Эти поля выделены главным образом на Татарско-Сахалинском участке шельфа к востоку от мыса Монерон, вулканогенном плато северо-западнее о. Хоккайдо. Однако локальные участки крупно-обломочных миктитов выделены и в осевой зоне залива Анива и на подводном береговом склоне мыса Анива (глубины 50–60 м). В обоих случаях они представляют собой типичный морской перлювий и связаны с подводными поднятиями.

Алевролитопелито-песчаный миктит (АПлП) развит очень локально. Это узкая полоса осадков, входящая с севера, с листа М-54, и отделяющая поле нефелоидных пелитов и алевропелитов от шельфовых песков.

Пелито-алеври-песчаный миктит (ПлАП) распространен более широко, но в целом выстилает не более 1 % морского дна. Небольшие поля, связанные с положительными формами рельефа, выделены в южной части планшета, где они маркируют цепь небольшого линейного поднятия. Вторым участком, где были выделены указанные пески, являются каньоны с транзитной аккумуляцией. Здесь причина появления смешанных участков очевидна – пульсационный характер седиментации.

Песчано-пелито-алевритовый миктит (ППлА) также имеет локальное распространение среди смешанных осадков и занимает около 1 % площади морского дна. Наиболее крупное поле подобных осадков развито на глубинах 20–40 м в северной части залива Анива, разрывает единую площадь пелитовых алевритов и связано с выносами рек. Другое локальное поле миктитов располагается в юго-восточной части листа и приурочено к бровке шельфовой площадки. Мелкие поля подобных осадков зафиксированы и вдоль бровки Татарско-Сахалинского шельфа.

Кроме гранулометрических типов донных отложений на литологической карте также показаны:

– *ракушняки с песком*, которые встречаются исключительно на поднятии Монерон. Приурочены к выходу на поверхность морского дна скальных пород, которые используются как субстрат для строительства ракушняковых банок, сложенных толстенными пелециподами. Здесь же накапливаются продукты разрушения этих банок в виде битой ракуши. Присутствует также песок, поступающий сюда с течениями и «застревающий» между раковинами;

– *выходы скальных пород* были зафиксированы как на поднятии Монерон, так и на вулканогенном плато к югу, состоящем из хр. Рисири – Ребун и банки Мусаси. Само появление таких выходов связано с микрорасчлененным рельефом денудационной поверхности вулканогенных пород и отчетливым дефицитом обломочного материала в зонах выхода вулканогенных пород.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Наиболее широко интрузивные образования распространены в Амурском геоблоке на территории Сихотэ-Алинской СФО в диапазоне возраста от альба до эоцена, среди них доминирующее положение занимают позднемеловые–палеогеновые гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса (ВСАВП). Всего выделено семь плутонических комплексов (рис. 12).

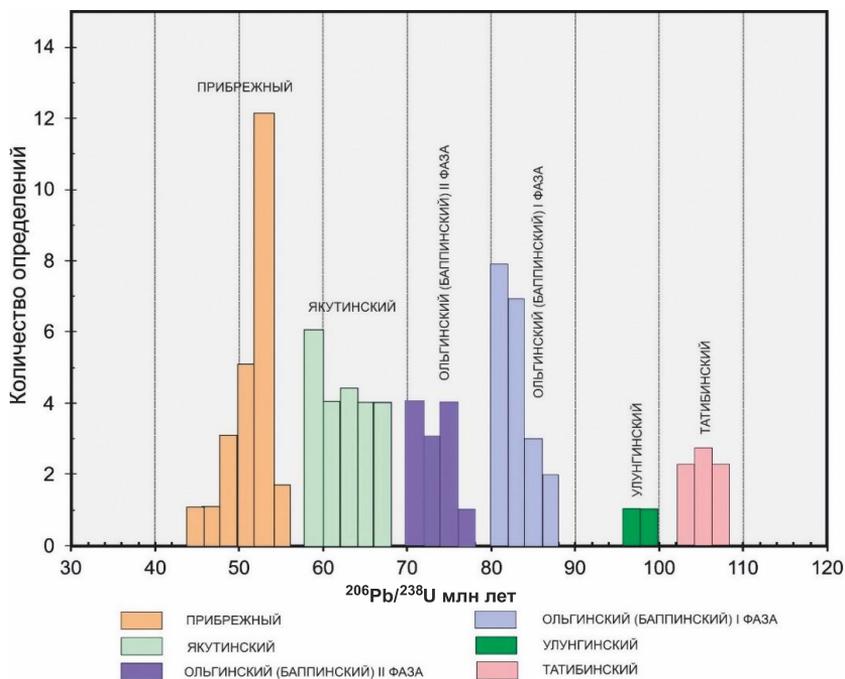


Рис. 12. Статистическая гистограмма определений возраста UPb SHRIMP методом по цирконам из гранитоидов плутонических комплексов Сихотэ-Алинской СФО.

Небольшие альбские интрузии татибинского гранодиорит-гранитового комплекса локализованы среди нижнемеловых терригенных образований Сихотэ-Алинской складчатой системы. В расположении интрузивных массивов ВСАВП выявлена закономерность, выражающаяся в существенном омоложении возраста магматизма по направлению от континента к побережью

Татарского пролива. Крупные палеоцен-эоценовые интрузии прибрежного монзонит-гранитового комплекса расположены восточнее позднемеловых ольгинского, баппинского и верхнемеловых–палеоценовых якутинского и верхнеудоминского комплексов (рис. 13, а).

Магматические образования Хоккайдо-Сахалинской СФО представлены комплексами: мезозойскими и кайнозойскими вулканическими комплексами, мезозойскими и палеогеновыми плутоническими и позднемеловым–палеоценовым гипабиссальных малых интрузий. Плутонические комплексы Хоккайдо-Сахалинской СФО вскрываются в Сусунайско-Тонино-Анивской и Восточно-Сахалинской СФЗ (рис. 13, б). Субвулканические образования вулканических комплексов Хоккайдо-Сахалинской СФЗ приурочены главным образом к крупным региональным нарушениям (Западно-Сахалинскому и Центрально-Сахалинскому), кроме того отмечаются в Монеронском вулканотектоническом поднятии и Тонино-Анивском блоке.

В основу выделения магматических комплексов положены геологические данные о соотношении различных интрузивных образований, характере связанных с ними метаморфических процессов, петрохимические особенности и изотопные датировки по результатам прецизионных методов исследований. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ (XRF) для определения химического состава горных пород и масс-спектрометрия с индуктивносвязанной плазмой (ICP-MS) для определения содержаний микроэлементов в горных породах выполнены в ЦЛ ВСЕГЕИ. U-Pb определения абсолютного возраста цирконов магматических горных пород выполнены в основном на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (U-Pb SHRIMP датировки) в ЦИИ ВСЕГЕИ. K-Ar датировки кайнозойских вулканических образований выполнены в лаборатории СВКНИИ.

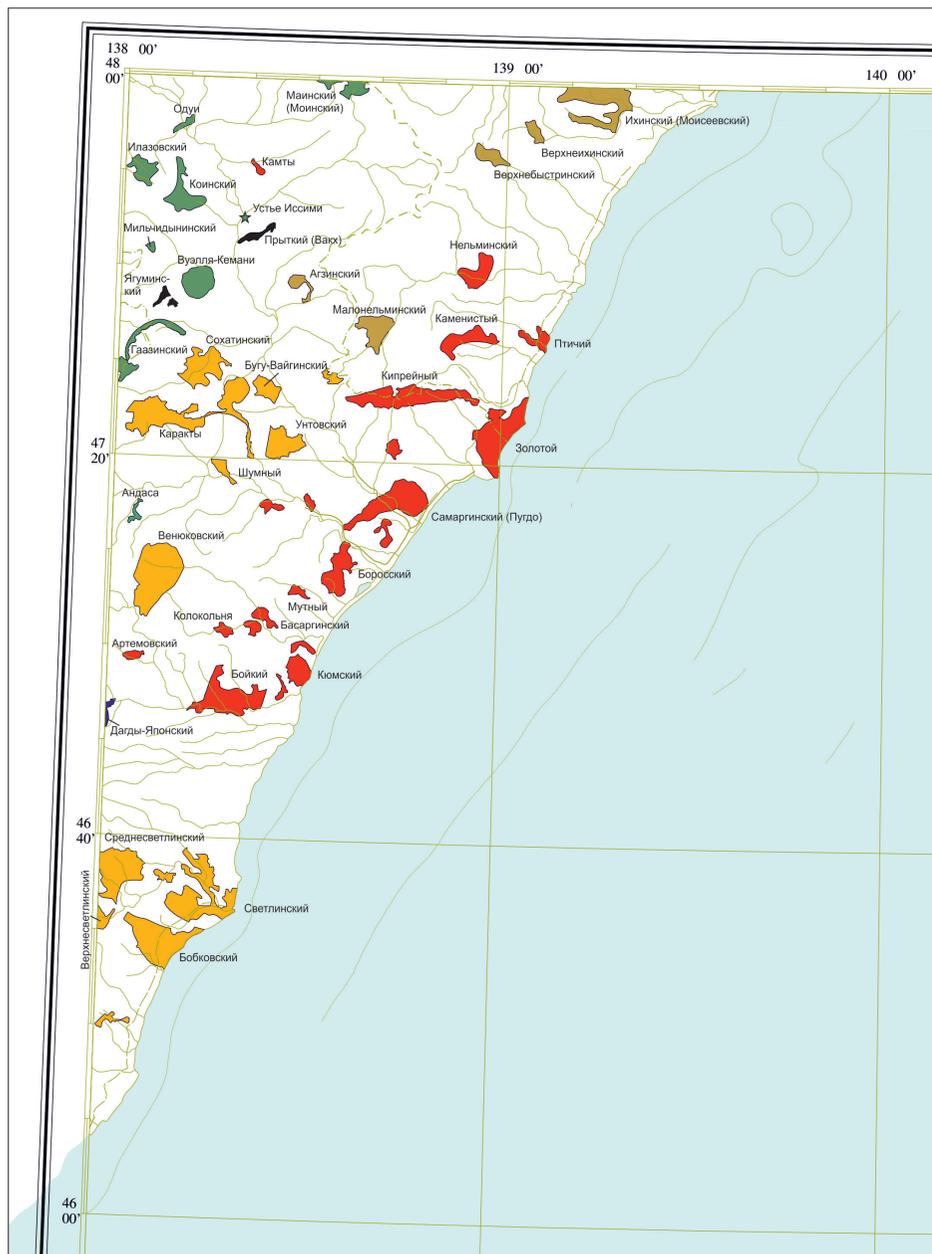
РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Водопадненский гарцбургит-лерцолитовый комплекс ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - $^{137}\text{Ba}/^{138}\text{Ba}$) представлен глыбами и блоками серпентинизированных лерцолитов (около 50 %), гарцбургитов (около 40 %), реже дунитов (около 10 %) в зоне серпентинитового меланжа в Сусунайско-Тонино-Анивской СФЗ. В меньшем объеме присутствуют энстатиты.

Серпентиниты и серпентинизированные гарцбургиты отмечены в бассейне р. Водопадная, на охотоморском побережье от р. Водопадная до мыса Спокойный, в верховьях рек Юж. Приток, Чернушка, Первомайская, Дубровка, в районе поселков Пихтовый и Озерский, к востоку от устья р. Горелая, в бассейне р. Сенная.

Наиболее крупные скопления блоков и глыб серпентинизированных гарцбургитов и лерцолитов отмечаются в бассейне р. Водопадная в составе полимиктового и серпентинитового меланжа в виде цепочки, которая проявлена в магнитном поле узколинейной высококонтрастной положительной аномалией. Характер магнитного поля позволяет предположить ее крутое погружение к северо-востоку и распространение подобных образований к северо-западу от р. Водопадная до широты оз. Свободное [Государственная..., 2001].

а



б

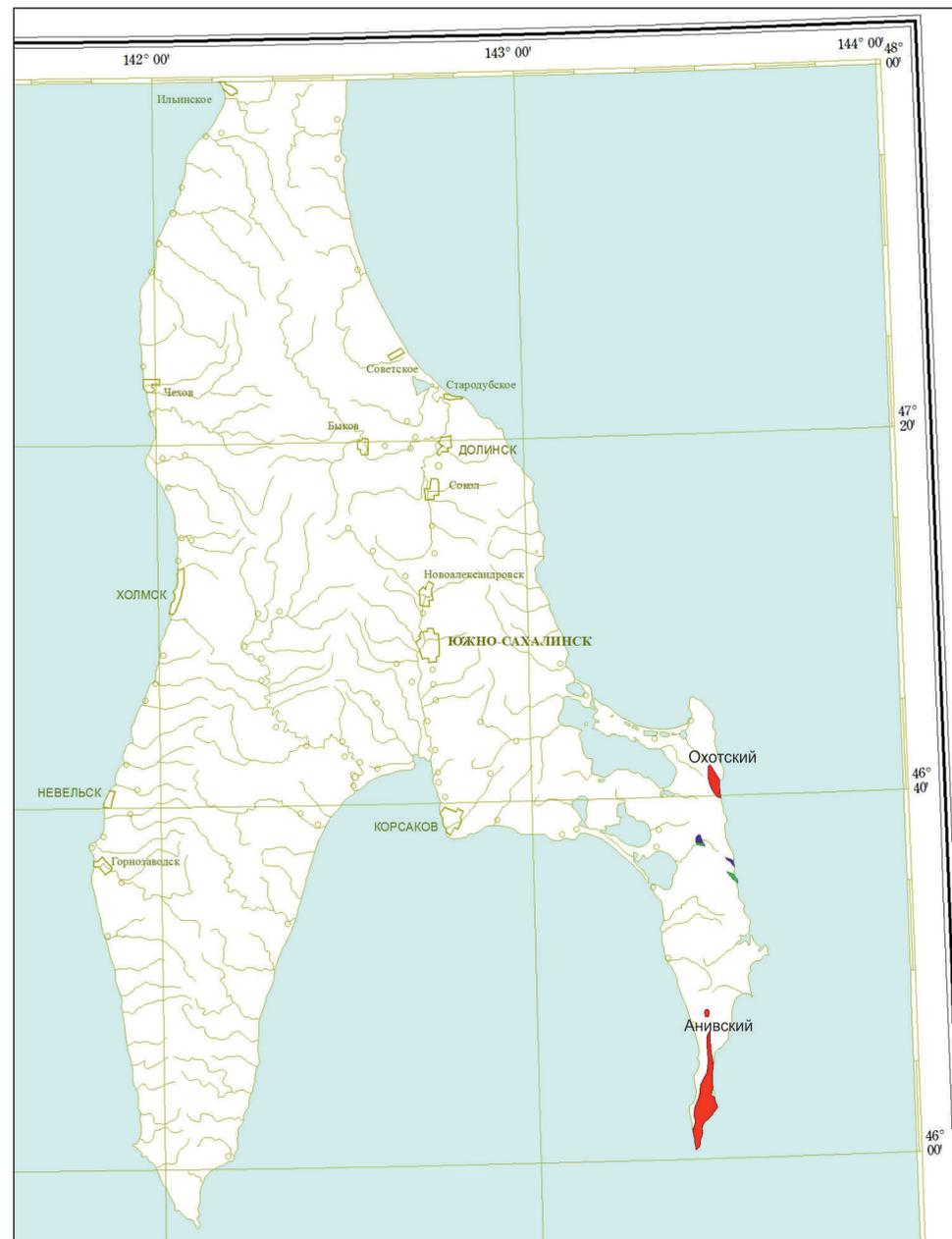


Рис. 13. Схема размещения плутонических образований.

а – Сихотэ-Алинской СФО – тела плутонических комплексов: 1 – татибинского, 2 – улунгинского, 3 – баппинского, 4 – ольгинского, 5 – верхнеудоминского, 6 – якутинского, 7 – прибрежного, 8 – малые тела баппинского комплекса; б – Хоккайдо-Сахалинской СФО – тела плутонических комплексов: 1 – водопадненского, 2 – новиковского, 3 – охотоморского, 4 – южноанивского.

Серпентинизированные лерцолиты и аполерцолитовые серпентиниты – темно-зеленые до черных порфиробластовые породы с псевдоморфозами бастиа по клинопироксену, мелкими кристаллами диопсида, веретенообразными кристаллами оливина, замещенными петельчатым лизардитом, зеленовато-желтыми хромшпинелидами и акцессорным магнетитом. Модальный состав лерцолитов, включая псевдоморфозы по ромбическим и моноклинальным пироксенам, характеризуется оливином (42,6–66,3 %), ромбическим (23,7–42,2 %) и моноклинным пироксенами (5,5–17,1 %), хромшпинелидами (1,0–3,9 %).

Серпентинизированные гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты – зеленовато-черные порфиробластовые породы. Состоят из псевдоморфоз бастиа по ромбическому пироксену, петельчатого лизардита по оливину с реликтовыми зернами магнезиального оливина, зеленовато-коричневого хромшпинелида. Модальный состав гарцбургитов (%): оливин (78,1–80,5), ромбический (18,9–21,9) и моноклиальный пироксен (0–0,6), хромшпинелиды (1,1–1,3) [Государственная..., 2001].

Аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты состоят из петельчатого лизардита, бастиа по ромбическому пироксену, крупных (до 2 мм) зерен красно-коричневого хромшпинелида, тонкорассеянного магнетита. Модальный состав дунитов (%): оливин (до 96), ромбический пироксен (3,7), хромшпинелиды (1,0).

Пироксениты – крупно-среднезернистые зеленовато-коричневые порфиробластовые породы с вкрапленниками баститизированного энстатита (до 85–90 %) и мелкими зернами зеленой роговой обманки в интерстициях.

Мелкие блоки гипербазитов, установленные в зонах меланжей, представлены серпентинитами и серпентинитовыми сланцами.

В южной части Тонино-Анивского полуострова серпентиниты и пироксениты в зонах полимиктового меланжа контактово метаморфизованы вблизи южноанивского гранитного массива. Пироксениты – темно-зеленые до черных мелкозернистые породы с пластинчато-зернистой и пойкилитовой структурой. Состоят из вторичного агрегата гранат-диопсид-тремолитового состава с вкрапленниками плагиоклаза, реже роговой обманкой по пироксену. Серпентиниты сложены антигоритом, нередко оталькованы [Государственная..., 2001].

По содержанию кремнезема (37,3–40,9 %) и сумме щелочей (0,05–0,20 %) серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты и дуниты относятся к группе нормальнощелочных ультраосновных пород (рис. 14). По петрохимическим параметрам гарцбургиты (обр. 119-1, 119-2, 122) отличаются повышенной железистостью ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,6\text{--}7,8\%$), повышенным содержанием хрома (около 2000 г/т), низкой глиноземистостью и умеренной магнезиальностью (36,6–36,8 %), низкими содержаниями (масс. %, < 0,1) TiO_2 , K_2O и P_2O_5 и повышенными значениями $\text{Cr} - 2270$ ppm (прил. 6). Породы в значительной степени деплетированы редкими землями, содержание которых $\sum \text{REE} = 0,217$ ppm. Спектр распределения редкоземельных элементов РЗЭ элементов характеризуется положительным наклоном с выраженным дефицитом легких лантаноидов ($\text{La}/\text{Ybn} < 1$) и отчетливой отрицательной цериевой аномалией ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,36$) (прил. 7). Мультиэлементный состав гарцбургитов

характеризует крайне деплетированную мантию, при этом обеднение высокозарядными элементами Ta и Nb и положительные аномалии по Sr позволяют считать их реститовыми перидотитами надсубдукционного геохимического типа. Петрографический и химический составы пород водопадненского комплекса, по Р. Колману, позволяют отнести их к альпинотипным метаморфическим перидотитам. Нередко перидотиты серпентинизированы и рассланцованы до серпентинитовых сланцев, участками оталькованы. Гидротермальные изменения выражены в развитии жил пектолит-хлоритового и ксонотлитового составов, формирующих мелкие проявления поделочных камней.

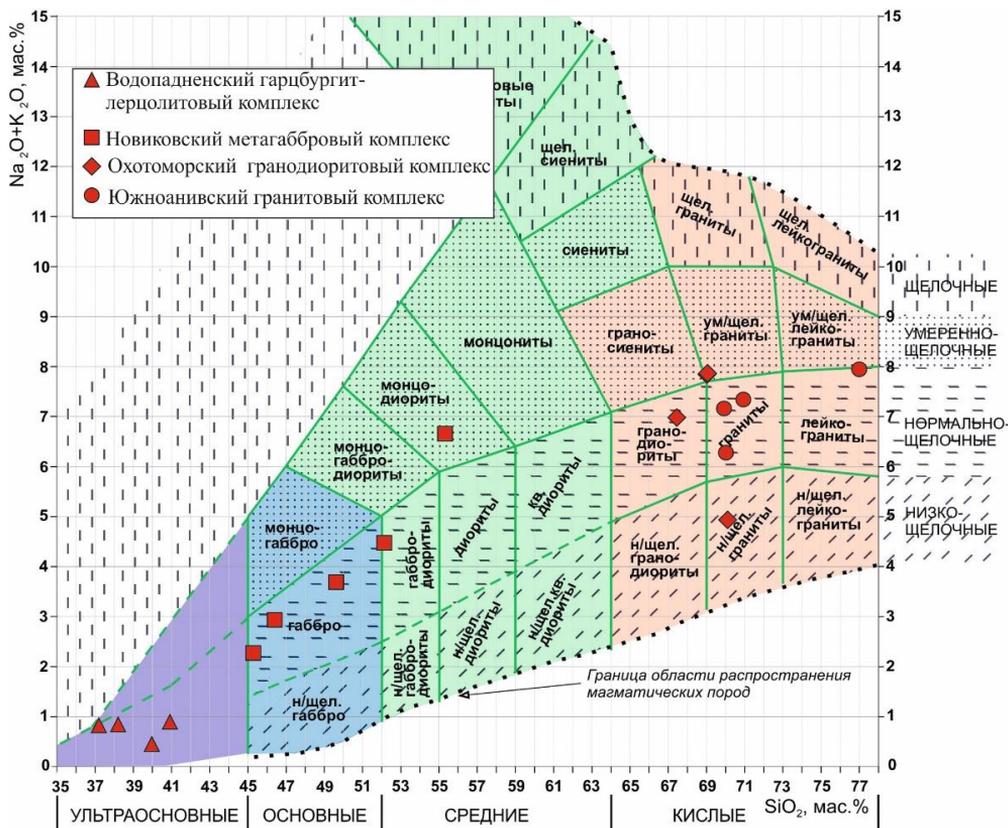


Рис. 14. TAS-диаграмма для плутоических комплексов Хоккайдо-Сахалинской СФО.

Для серпентинизированного лерцолита (обр. 119-2) получена двухточечная изохрона с параметрами: $t(wr, Nb1) = 250 \pm 45$ млн лет, $IR = 0,706594 \pm 74$. Относительно большая ошибка, связанная с малым диапазоном вариации отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$, дает лишь ориентировочное представление о триасовом возрасте перидотитов (ЦИИ ВСЕГЕИ) [БД].

Новиковский габбровый комплекс плутоический (vJ_2IV) широко распространен в составе блоков и пластин олистолитов полимиктовых мелан-

жей, как на восточном побережье (район мысов Грозный, Спокойный, Евстафия), так и на западном побережье (бассейны рек Казачка, Горная, Островка, Монетка) Тонино-Анивского полуострова, а также вблизи горы Ширшовка и в бассейне р. Комиссаровка.

Габброиды представлены преимущественно амфиболовыми габбро и их родингитизированными разностями, реже амфиболитами.

Амфиболовые габбро обладают габброофитовой, пойкилоофитовой структурой. Они состоят (%) из призматических кристаллов средне-основного плагиоклаза (45–60), роговой обманки (25–35), реликтовых кристаллов авгита (до 10) и магнетита (до 5).

Амфиболиты имеют нематобластовую, панидиоморфнозернистую структуру, сложены удлиненными субпараллельно ориентированными кристаллами роговой обманки.

Изученные образцы амфиболового метагаббро, габбродолеритов (№ 119-3, 119-4, 121) интенсивно диафортированы и амфиболлизированы, состоят (%) из меланократовых минералов (36) и плагиоклаза (62) – андезина – An_{38} (60) с примесью интерстиционного ортоклаза (2). Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, рудные (до 2) – титаномагнетитом – ильменитом. Структура гетерозернистая: лампрофировая и панидиоморфнозернистая, текстура массивная. Вторичные изменения – амфиболитизация, хлоритизация и лиственитизация габброидов. На контакте с серпентинитами в них развивается оторочка метаморфогенно-гидротермальных кварц-пироксен-гранатовых родингитов и родингитизированных пород. Со стороны серпентинитов они сменяются линзовидно-полосчатыми пектолит-хлоритовыми с лейкоксеном метасоматитами.

Габброиды относятся к нормальному ряду натриевого типа щелочности с умеренной глиноземистостью, умеренной железистой магнезиальностью, характеризуются относительно невысоким содержанием двуокиси титана и низким калия с концентрациями (масс. %) $TiO_2 = 0,52-0,67$ и $K_2O = 0,33-1,4$. Породы обеднены редкими землями ($\Sigma REE = 15,50$ ppm), которые дают прямой тренд фракционирования РЗЭ с четко выраженной отрицательной цериевой аномалией. Обеднение пород Ce ($Ce^* = 0,36$) может объясняться экстракцией этого элемента при смешении магматического расплава с водородным флюидом (Masuda, 1975). Низкий уровень содержания высокозарядных элементов (Ti, Zr, Nb, Y), отрицательные аномалии Ta и Nb, обогащение крупноионными литофилами (Ba, K, Sr, Rb) (прил. 6) свидетельствуют о поступлении в источник вещества субдукционного компонента. По распределению элементов-примесей (Zr, Nb, Y, Ti, Ce, Nd, Eu, Tb, Yb, Hf, Ta, Th) габброиды обнаруживают сходство с базальтами срединно-океанических хребтов (COX или N-типа MORB). Химизм габброидов новиковского комплекса указывает на источник магматических расплавов, очаги которых формировались, возможно, на океанической коре энсиматической островной дуги.

В составе олистолитов, помимо серпентинитов и габброидов, отмечаются включения яшм, базальтов, песчаников, габброидов, известняков.

Возраст пород принят среднеюрским на основании датирования U-Pb методом (с использованием вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ), выделенных из амфиболового габбро (обр. 119-3), по кото-

рым получена конкордантная дата $161,1 \pm 1,4$ млн лет (рис. 15) датирования роговой обманки К-Аг методом из амфиболового габброида и амфиболита ($147 \pm 1,2$ и $110 \pm 1,0$ млн лет соответственно) [Жаров, 2004].

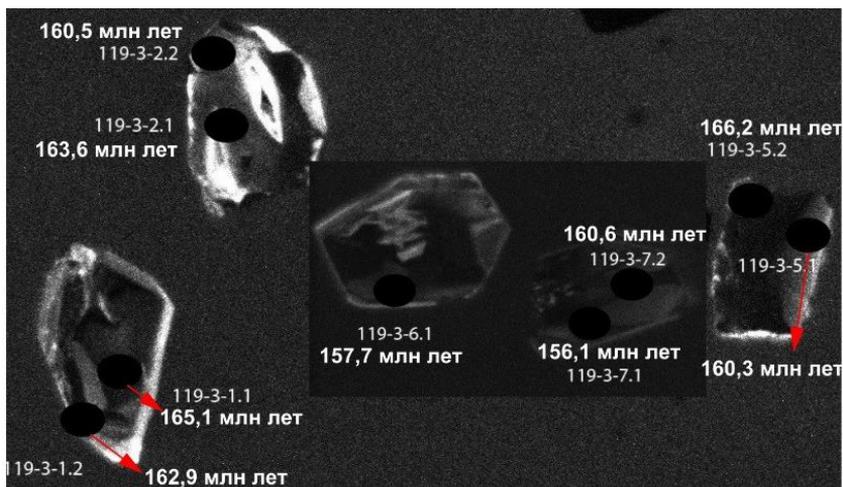
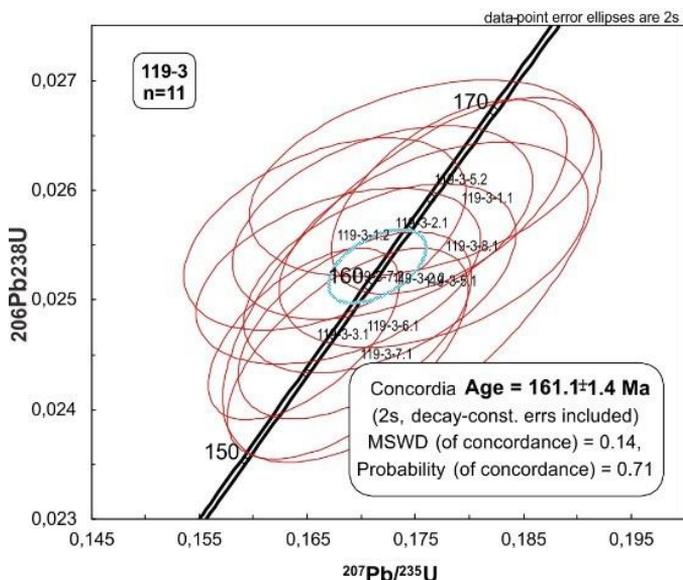


Рис. 15. U-Pb диаграмма с конкордией для цирконов (а) и катодолуминисцентное изображение (б) цирконов амфиболового метагаббро новиковского plutонического комплекса (обр. 119-3).

РАННЕМЕЛОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Сихотэ-Алинская СФО

Раннемеловые интрузии закартированы среди складчатых образований Восточной СФЗ в бассейне р. Самарга.

Татибинский гранодиорит-гранитовый комплекс (vK_{1t} , δK_{1t}) представлен габбро, диоритами и монцодиоритами, образующими небольшие по размерам и просто устроенные штоки, ряд малых тел сложной морфологии и единичные дайки, конкордантные залеганию вмещающих толщ. Наиболее крупные из них закартированы в междуречье Кукси–Бол. Сохатка и на левобережье р. Самарга ниже устья р. Иссими. Все они имеют вытянутую форму и вместе образуют цепочку интрузивных тел северо-восточного простирания. Формирование татибинского комплекса связано с заключительной фазой складчатости в Восточной СФЗ, среди гранитоидов района они наиболее подвержены постмагматическим изменениям.

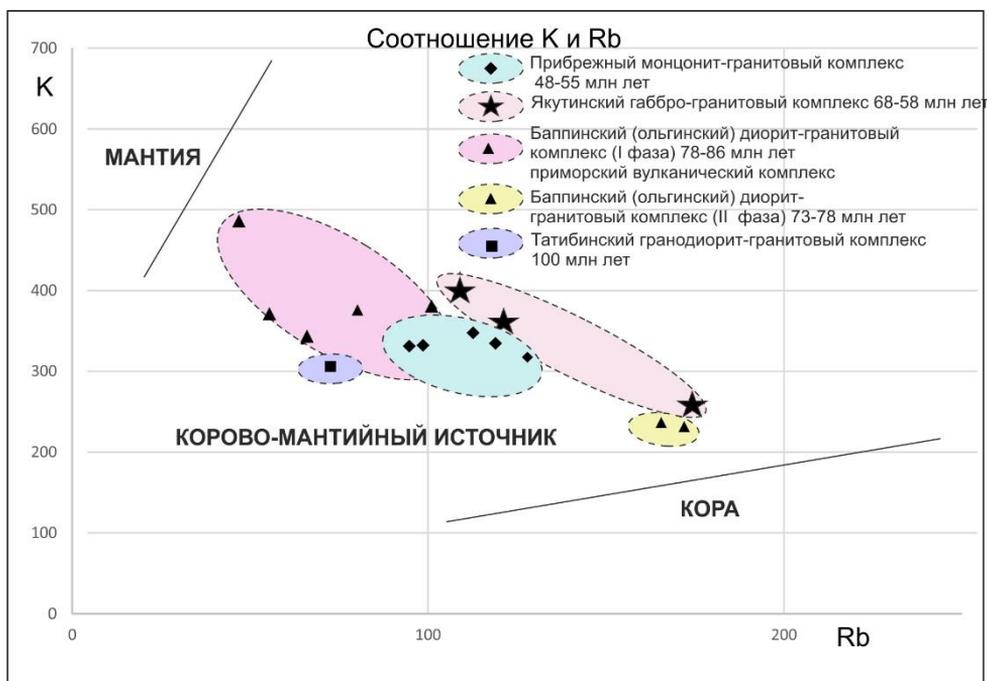


Рис. 16. Диаграмма K-Rb соотношений в плутоических комплексах Восточно-Сихотэ-Алинской СФО.

Контакты их с вмещающими породами ориентированы по-разному и, судя по ореолам контактово-измененных пород, часто имеют пологие углы падения. Внешне это темно-серые (иногда почти черные) породы с зеленоватым оттенком от слабо раскристаллизованных в краевых частях до ясно кристал-

лических в центральных. Диориты руч. Прыткий (Вах) обычно средне- и крупнозернистые. Порфиновые выделения представлены обычно плагиоклазом, реже – темноцветами. Отмечаются разности с крупнопорфировыми выделениями роговой обманки. Породы комплекса магнитные, над интрузиями формируются локальные магнитные аномалии интенсивностью 100–500 нТл.

Диориты, кварцевые диориты и монцодиориты связаны постепенными переходами и различаются лишь количественными соотношениями слагающих их минералов. Диориты состоят (%) из плагиоклаза (40–50), роговой обманки (15–30), биотита (5–10), кварца (5–10) и калишпата (до 8–12), а также из акцессорных – магнетита, циркона и апатита. На различных петрохимических диаграммах составляющие пород показаны на полях нормальнощелочных диоритов и габбродиоритов и их умереннощелочных разностей. Большинство составляющих обладают калиево-натриевым типом щелочности, умеренноглиноземистые, с низкой степенью окисленности железа. Составы пород по абсолютным содержаниям калия относительно кремнезема – умеренно- и высококалиевые. Концентрации REE в породах комплекса соответствуют концентрациям REE в образованиях континентальной коры в целом. Спектр распределения REE со слабовыраженным Eu минимумом характерен для специализированных на золотое оруденение гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня (прил. 7). Формирование гранитоидов происходило в орогенных обстановках.

По результатам SHRIMP U-Pb-исследований цирконов возраст диоритов позднеальбский ($100,3 \pm 1,1$ млн лет). Инициальное изотопное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704734 \pm 16$), указывает на корово-мантийный источник магмы (рис. 16).

РАННИЙ-ПОЗДНИЙ МЕЛ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

К ранне-позднемеловым образованиям относятся магматические породы нижнемонеронского вулканического комплекса, вскрытые только на Монеронском вулкано-тектоническом поднятии (Восточно-Татарская СФЗ) в глубокой скв. Монеронская-1 (№ 9, ГК) в инт. 1433–4215 м.

Нижнемонеронский базальтовый вулканический комплекс. Субвулканические образования (не закартированы на поверхности, показаны на геологическом разрезе) представлены телами гиадокластиков (пеперитов) базальтов, силлами и дайками базальтов, долеритов, метадолеритов, metabазальтов, реже андезибазальтов. В скв. Монеронская-1 ниже отметки –2000 м практически все породы подвержены гидротермально-метасоматическим преобразованиям, которые выражены в интенсивной альбитизации плагиоклаза, в хлоритизации, цеолитизации и карбонатизации основной массы и темноцветных минералов. В миндалинах и прожилках широко развиты кварц, опал, хлорит, гидрохлорит, селадонит, палагонит, цеолит, карбонат, пренит, пумпеллиит, альбит. Базальтам и metabазальтам присущи порфировая, гиалиновая и спилитовая структуры, текстуры – массивная и миндалекаменная. Долериты и метадолериты обладают порфировидной и офитовой структурой.

В порфировых выделениях преобладают плагиоклазы (андезин-лабрадорового ряда, часто альбитизированные) и клинопироксены (авгит-диопсид).

На TAS-диаграмме (рис. 17) точки составов базальтов попадают в поле умереннощелочных трахибазальтов (пр. 60-1, 60-5, 60-10), характеризующих интервал глубин 2300 м, 3685 м и 4010 м и известково-щелочных базальтов нормального ряда (60-3, 60-6, 60-19 (1500 м), 60-16) (рис. 16). При том, что некоторые породы комплекса попадают в подотряд умереннощелочных, некоторые исследователи [Симоненко, 2011], считают, что это происходит из-за вторичных изменений, за счет накопления натрия. Помимо повышенного натрия, большинство пород имеет повышенное содержание окиси титана более 1 %, что сближает эти породы с неогеновыми магматическими образованиями о. Сахалин (аракайским и чеховским комплексами).

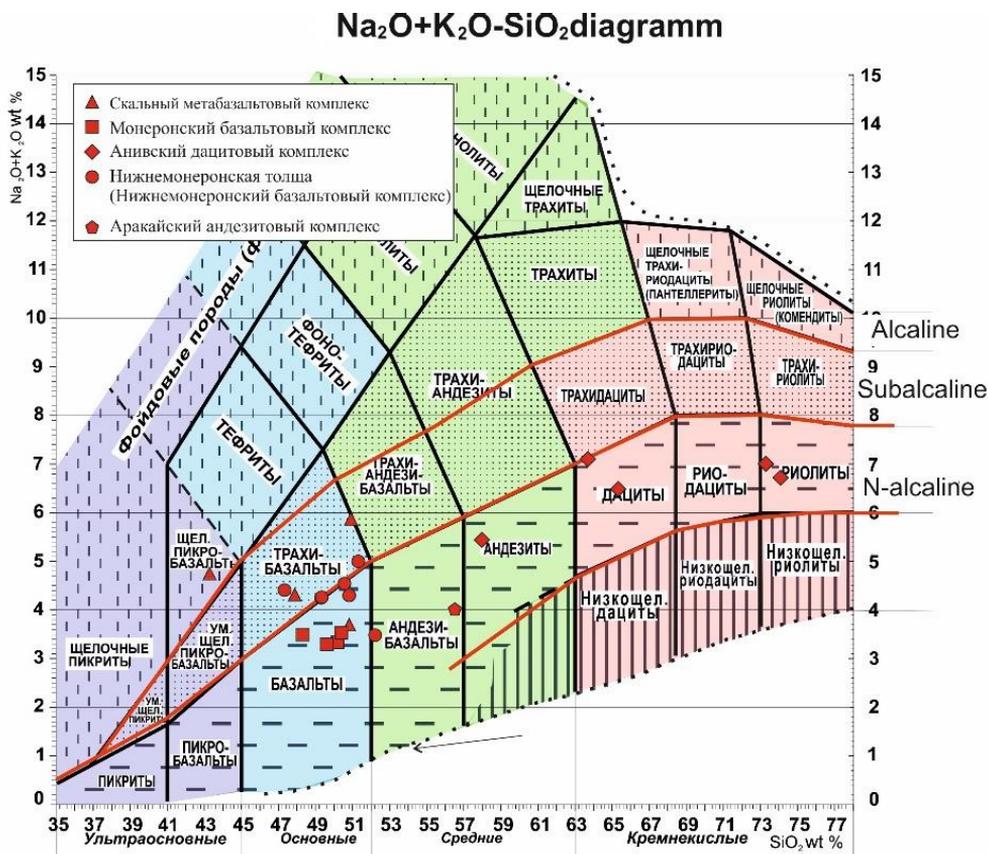


Рис. 17. TAS-диаграмма для вулканических комплексов Хоккайдо-Сахалинской СФО.

Базальты высокоглиноземистые и железистые. Характеризуются максимумами Ba, Sr, K и Rb, деплетированы в отношении высокозарядных некогерентных элементов (Ta, Nb), что позволяет отнести их к типу островодужных базальтов (прил. 6). Породы комплекса на дискриминантной диаграмме

Th–Hf/3–Ta попадают в область базальтов островных дуг САВ (известково-щелочные базальты). Низкие значения отношений Zr/Y и Ba/La, при пониженных содержаниях Zr сближают породы комплекса с базальтами энсиматических островных дуг.

Радиологические датировки гидроэксплозивных туфов и базальтов дают неоднозначный результат. В инт. 1507–1514 м U–Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам из литокласта базальтов (обр. 60-19) получена единичная дата 104 ± 34 млн лет. Из интервалов 2204–2210 м и 2960–3399 м из литокласта базальта и тела трахибазальтов соответственно получены датировки K–Ar методом по валу 126 ± 4 млн лет (обр. 60-9) и 87 ± 2 млн лет (обр. 60-4). В инт. 3730–4011 м из цеолитизированных и хлоритизированных литокластов(?) базальта получены датировки Ar–Ar методом [Симоненко, 2011] и U–Pb методом (SHRIMP-II) 141 ± 3 млн лет и $86,3 \pm 5,5$ млн лет соответственно. Исходя из приведенных данных, возраст нижнемонеронского вулканического комплекса принимается ранне-позднемеловым.

ПОЗДНИЙ МЕЛ

Восточно-Сихотэ-Алинская СФЗ

Синанчинский комплекс андезитовый вулканический. *Субвулканические тела комплекса (δK_2Sn)* обнажаются в виде изометричных в районе устья р. Иссими. Многочисленные разнообразные по форме, но не выражаемые в масштабе карты экструзии и неки локализованы в покровных фациях синанчинского комплекса. Преобладают тела штоко- и дайкообразной формы. Многие экструзии имеют зональное строение: эффузивного облика породы эндоконтакта, имеющие редкие вкрапленники и стекловатую или слабо раскристаллизованную основную массу, к центру постепенно становятся полнокристаллическими породами типа диорит-порфиритов.

Возраст комплекса в целом принят сеноманским, таким же, как и возраст покровных фаций в составе синанчинской свиты.

Улунгинский габбро-диорит-гранитовый комплекс ($\gamma \delta K_2U_2$) в изученном районе представлен гранодиоритами второй фазы. Большая часть интрузий комплекса находится за пределами площади. Одна из них – Дагды-Японский массив, который локализован в среднем течении р. Дагды, притока р. Кабанья и своей краевой частью заходит в пределы изученной площади, где массив перекрыт вулканитами самаргинской и шуфанской свит. Приурочен к крупному субширотному разлому.

Сложен массив мезократовыми амфибол-биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранодиоритами, выдержанными на всей площади по составу и структуре; преобладают среднезернистые разности с неотчетливо проявленной порфиричностью. Содержание (%) кварца 15–20, зонального плагиоклаза – 30–40, амфибола – 5–15, биотита – 5–15. В породах массива повсеместно встречаются разновеликие оплавленные ксенолиты первой фазы. Границы ксенолитов резкие, породы крепкие. Состав и структурно-текстурные особенности ксенолитов близки к монодиоритам. Гранодиориты массива прорваны дайками биотит-амфиболовых гранодиоритов. В физических полях

массив фиксируется положительными магнитными аномалиями: 500–800 нТл. По результатам SHRIMP U-Pb-исследований цирконов возраст гранодиоритов – 92–94 млн лет (данные А. А. Сясько).

Приморский комплекс риолитовый вулканический. *Субвулканические тела* комплекса (λK_2pr , $\lambda \zeta K_2pr$, ζK_2pr) имеют многочисленное распространение в пределах Северо-Сихотэ-Алинской и Южно-Сихотэ-Алинской подзон Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ с морфологически разнообразными условиями залегания. По форме можно различить штоковые, дайковые тела, пластовые залежи, лакколиты, а также сложные кольцевые интрузии. Весьма разнообразны их размеры. Мощность дайковых тел колеблется от нескольких метров до первых сотен метров, а протяженность их в отдельных случаях превышает 10 км. Среди тел изометричной формы встречаются как мелкие штоки диаметром в несколько десятков метров, так и крупные субвулканические массивы площадью в десятки км². Различны и геолого-структурные условия формирования субвулканических тел, характер соотношения с эффузивно-пирокластическими образованиями, условия остывания массива. Это нашло отражение в разнообразии их геологического строения. В общем виде можно выделить вулканические тела, сложенные: а) лавовыми породами однородного сложения, б) лавовыми породами, меняющими в зоне экзоконтакта свою структуру и текстуру, в) лавовыми потоками, сформировавшимися в результате последовательных фаз внедрения, г) кластическими породами, д) лавовыми и кластическими породами.

Породы комплекса характеризуются постоянным составом порфировых выделений в лавах – кварц (часто крупный), калишпат, плагиоклаз, биотит, обычен магнетит. На дискриминационных диаграммах вулканыты комплекса занимают поля риолитов (30 %), риодацитов (60 %) и дацитов (10 %) обычно нормального и низкощелочного типов с переходным калиево-натриевым и натриевым типом щелочности. Составы пород умеренно- и высококалиевые.

Возраст комплекса, по результатам SHRIMP U-Pb-исследований, цирконов из экструзивных риолитов составляет $72,6 \pm 0,7$ – $79,3 \pm 1,1$ млн лет. Сантон-кампанские датировки субвулканических образований соответствуют возрасту покровных фаций комплекса.

Ольгинский комплекс гранитовый ($\gamma K_2O_2, \gamma-\gamma \delta K_2O_2$) выделен в Южно-Сихотэ-Алинской подзоне, где представлен одним массивом в верховьях р. Андаса, правого притока р. Единка и рядом сопутствующих малых тел. Комплекс двухфазный, но на площади листа в пределах массива представлен гранитами второй фазы. Диориты первой фазы нигде не образуют значительных по размеру тел, обычно приурочены к краевым частям массивов и не выражаются в масштабе карты. В бассейне р. Андаса граниты комплекса прорывают и метаморфизуют образования кемской свиты и приморского комплекса. Массив в плане имеет форму полуокружности с неровными контактами, осложненными инъекциями во вмещающие образования. Северо-восточная часть интрузии перекрыта базальтами неогена. Как и в других местах своего распространения, гранитоиды комплекса тесно связаны с турон-кампанскими вулканическими приморской серии, образуя сложную вулканоплутоническую ассоциацию, в которой плутонические породы по времени образования являются завершающими. Интрузия имеет выраженный ореол контактового мета-

морфизма до 1 км и сопровождается собственной дайковой серией, представляемой жилами и дайками гранит-порфиоров, аплитов и риолитов.

В массиве наблюдается широкая гамма пород, связанных постепенными переходами – лейкократовые граниты, биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты. К этому же следует добавить широкие вариации зернистости и структур, в центральных частях преобладают среднекристаллические различия, а в краевых зонах – порфириовидные граниты.

Кампанский возраст интрузии ($87,8 \pm 1,0$ млн лет) установлен по результатам U-Pb анализа (данные А. А. Сясько).

Витязевский комплекс гранодиоритовый ($\gamma\delta K_2vt$) выявлен в Япономорской СФЗ на подводной возвышенности Витязь. Представлен гранодиоритами и диоритами. В магнитном поле не проявлен.

На юго-западном склоне возвышенности Витязя (в северо-восточной части площади) в интервале глубин 2500–2200 м подняты гранодиориты и диориты, которые слагают небольшое интрузивное тело в пределах толщи метаморфических пород среднепалеозойского возраста.

Гранодиориты представлены среднезернистыми порфириовидными биотит-роговообманковыми разновидностями. Порфириовые выделения сложены зональным плагиоклазом–андезином (An_{32-38}), основная масса – плагиоклазом (30–35 %), кварцем (25–30 %), темно-цветными: биотитом и роговой обманкой до 35 % и калиевым полевым шпатом до 3 %. Акцессорные – апатит, циркон, рудный минерал. Кварцевые диориты аналогичны гранодиоритам, отличаются от них наличием участков с гранофириовой структурой, меньшим содержанием кварца и более основным плагиоклазом–лабрадором.

Гранитоиды комплекса характеризуются нормальной или повышенной щелочностью (5,25–9,66 %), калиевой специализацией (K_2O – до 5,63 %).

Позднемеловой возраст определяется радиоизотопными данными.

Баппинский комплекс диорит-гранитовый распространен в пределах Северо-Сихотэ-Алинской подзоны, где представлен относительно крупными гранитоидными массивами и небольшими штокообразными телами и дайками трех фаз внедрения. Интрузии комплекса расположены большей частью в перивулканической зоне по отношению к вулканитам приморской серии, преимущественно среди более древних терригенных либо вулканогенных толщ.

Первая фаза (δK_2bt) представлена малыми телами диоритов штокообразной формы, не выражаемых в масштабе карты. Самым изученным из них является шток, обнажающийся в левом борту р. Самарга в устье р. Исими (0,5 км²). Сложен шток темно окрашенными с зеленоватым оттенком массивными мелкокристаллическими диоритами. Структура их гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, неравномернозернистая. Порода состоит из зонального плагиоклаза (андезин № 35–45), темноцветных минералов (20–25 %), представленных клино- и ортопироксеном, зеленой роговой обманкой, красным биотитом, калишпатом и кварцем в интерстициях, акцессорных магнетита, циркона и апатита. Плагиоклаз призматический формы (0,05–2 мм), образует сростки из разновеликих зерен. В крупных призмах центральные части несут следы растворения, содержат иногда вроски микрочерен пироксена овальной и неправильной формы. Идиоморфизм зерен нарушается вследствие корроирования калишпатом или кварцем. Темноцветные минералы образуют

сростки из зерен 0,1–1 мм. Оба пироксена имеют бурый оттенок, оба замещаются роговой обманкой с образованием гомоосевых псевдоморфоз, образуют более поздним биотитом.

Вторая фаза – гранодиориты ($\gamma\delta K_2b_2$) и граниты (γK_2b_2) – составляет на площади листа основной объем внедрения. Форма массивов обычно изометричная у относительно крупных тел, округлая – у незначительных по размерам. Внутреннее строение несложное, состав интрузий отличается однообразием. Центральные части их сложены обычно среднезернистыми, реже крупнозернистыми разностями. Зернистость пород постепенно уменьшается от центра к краевым частям массивов и одновременно появляется порфиroidность.

Наиболее хорошо изучены такие крупные массивы как Коинский, Илазовский, Вуэлля-Кемани.

Коинский массив расположен близ г. Кои (30 км²) в рельефе выражен куполом. Южные и восточные контакты довольно крутые, почти вертикальные. Западные контакты осложнены разломом. Массив сложен продуктами двух фаз внедрения. Первая фаза – диориты, вторая – граниты и их разновидности. Диориты не образуют сколь-нибудь значительных по размеру тел, приурочены к краевым частям массива и не выражаются в масштабе карты. Гранитами сложена основная часть Коинского массива. Среди них резко преобладают порфиroidные биотитовые амфиболсодержащие граниты, средне- и крупнозернистые фации слагают центральные части массива, мелкозернистые – эндоконтактовую и апикальную части. Минеральная ассоциация – плагиоклаз (часто зональный) 25 %, калишпат 50 %, кварц 20 %, биотит 5 %. Роговая обманка – обыкновенная зеленая, замещается биотитом. Мелкозернистые граниты эндоконтактов отличаются меньшей размерностью зерен, меньшим количеством порфиroidных выделений, появлением гранулитовых и пегматоидных структур. Ширина зоны развития таких пород достигает 300 м. В северной апофизе установлены разности гранитов с миароловыми пустотами. Наряду с нормальными породами в составе гранитного массива установлены породы, имеющие признаки гибридизма, отмеченные А. В. Олейниковым (1972 г.). В подобных разностях увеличивается относительное количество основного плагиоклаза и цветных минералов (биотита и роговой обманки), породы переходят в гранодиориты. Переходы гранитов в гранодиориты постепенные. Гранитоиды массива рассеяны роями даек аплитов, обычно маломощных.

Илазовский массив локализован к западу от Коинского, весь сложен породами второй фазы. Характерная особенность – широкое распространение в массиве мелкозернистых миароловых гранитов с гранулитовой структурой основной массы. Для восточной части массива характерны также микрографические структуры. Кровля массива полого погружается на восток. В верховьях р. Одуи (приток р. Самарга), по геофизическим данным, кровля залегает на глубине 400 м, а подошва – 2000 м, еще восточнее массив на глубине смыкается с Коинским массивом. В кровле массива часто отмечаются ксенолиты вмещающих пород. Отмечаются элементы зонального строения, выражающиеся в постепенном уменьшении количества роговой обманки от контакта к центральным частям массива.

Массив Вуэлля-Кемани (40 км²) расположен на левобережье р. Самарга, в междуречье Кукси–Бол. Сохатка. В плане имеет форму круга диаметром 6–6,5 км. Базальты и андезиты синанчинской свиты окружают массив подковообразной полосой, гипсометрически возвышаясь над гранитами подобно амфитеатру. Контакты массива резкие и крутые с инъекциями гранитов во вмещающие породы, наклоненные в сторону от интрузии. Ширина ореола контактового метаморфизма невелика. Базальты и андезиты на контакте с гранитами осветлены, биотитизированы и актинолитизированы. В гранитах в зоне эндоконтакта неширокая оторочка мелкокристаллических лейкогранитов. Граниты массива имеют светло-серую и розоватую окраску. Сложен массив двумя разновидностями пород. Первый тип – это граниты биотитовые и амфибол-биотитовые резкопорфировидные, в которых порфиновые выделения (калишпат, кварц, реже плагиоклаз и биотит) составляют 25–50 % объема породы, а основная масса – средне- и мелкокристаллическая. Структура порфировидная, пойкилитовая. Порода состоит (%) из кварца (20–25), калишпатпертита (20–25), кислого плагиоклаза (олигоклаз № 20–25), биотита, примеси амфибола, аксессуарных апатита и циркона. Калишпат имеет неравномерные пятнистые и жилородные пертиты, плагиоклаз обнаруживает нечеткую зональность. На границе их зерен в отдельных случаях видны реакционные отношения этих минералов с развитием мирмекита. Новообразования плагиоклаза (альбит) наблюдаются в виде маломощных каемок вокруг раннего плагиоклаза, пертитов замещения. Кварц обладает тенденцией к разрастанию. Зерна роговой обманки очень редки. Минералы основной массы нарастают, прорастают вкрапленники, в том числе и зерна кварца. Другой тип – граниты слабопорфировидные с мелкокристаллической, вплоть до аплитовой, основной массой, доля порфиновых выделений – до 5–15 %. Из текстурных особенностей следует отметить широкое развитие миароловых пустот размером 0,5–1 см. Граниты секутся дайками аплитов, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, диоритов и спессартитов.

Третья фаза – граниты и лейкограниты (γK_2b_3), гранит-порфиры (γK_2b_3) слагают Маинский массив в истоках р. Май (Мои) и небольшие, в том числе не выраженные в масштабе карты штоки и удлинённые в плане тела различной конфигурации, в том числе трещинные тела в зоне кальдерных разломов.

Маинский массив (50 км²) изометричный двухфазный, большей своей частью расположен за пределами площади. Локализован среди терригенных образований нижнего мела и вулканитов синанчинской свиты. Перекрыт платобазальтами кизинской и совгаванской свит. На контакте с осадочными породами граниты мелкозернистые аплитовидные, в зоне закалки – пойкилитовой структуры. Основной объем слагают порфировидные биотитовые граниты третьей фазы. Апикальные части массива сложены фацией порфировидных мелкозернистых лейкогранитов и гранит-порфиров, основной в пределах площади. Порода состоит из приблизительно одинакового количества калишпата-пертита, кислого плагиоклаза (№ 10–15) и кварца, биотита (3–5%), аксессуарных – апатита, ортита, эпидота, циркона, в том числе радиоактивного, широко развит межзерновой альбит (олигоклаз-альбит). Преобладает гранитовая порфировидная с элементами пегматоидной структура. Гранодиори-

ты второй фазы отмечаются эпизодически под базальтами в краевых частях массива на правобережье р. Мая. Состоят они из кислого плагиоклаза, кварца (20–25%), калишпата–пертита (10–15%), биотита (до 10%), аксессуарных циркона, апатита, монацита. Структура их неравномернoзернистая, очень своеобразная, характеризующаяся как варьирующими размерами зерен, так и неравномерным распределением минералов. Породы массива рассекаются редкими жилами аплитов и пегматитов, дайками биотитовых лампрофиров.

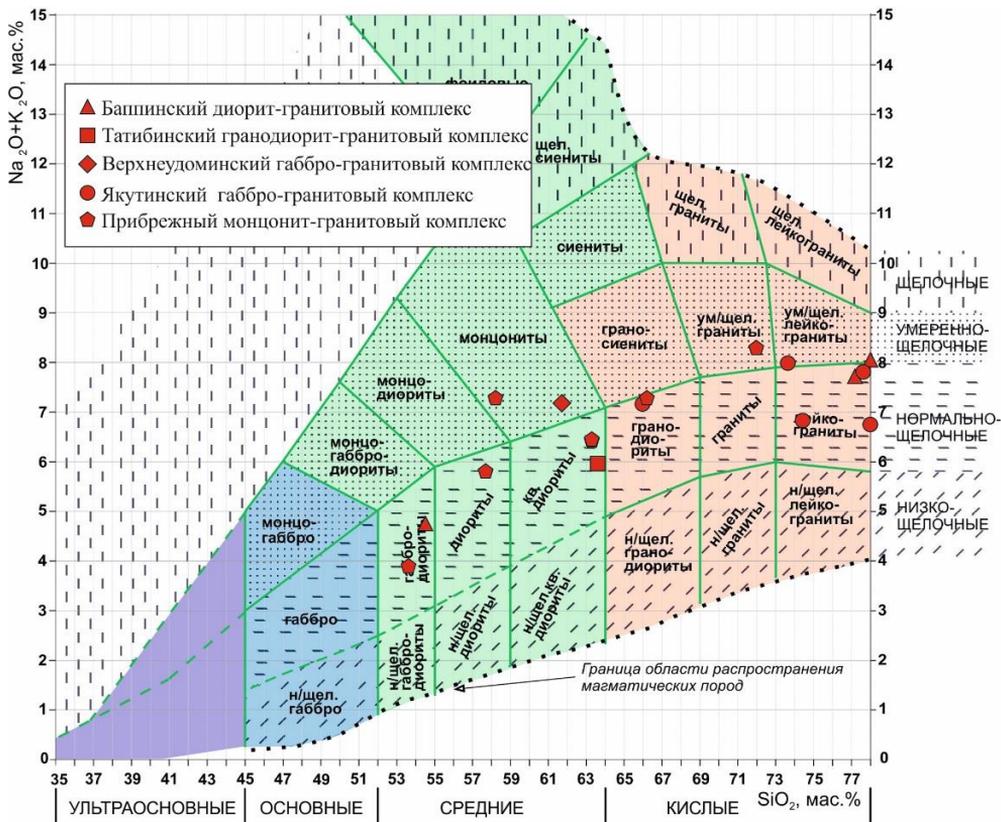


Рис. 18. TAS-диаграмма для плутонических комплексов Сихотэ-Алинской СФО.

Диориты первой фазы характеризуются пониженной кремнекислотностью при нормальной щелочности, умеренной глиноземистостью, с преобладанием натрия над калием. При изучении изотопных отношений в цирконах из диоритов выявлены anomalно высокие содержания урана и тория: $U = 1600\text{--}10\,700$ г/т, $Th = 1100\text{--}4300$ г/т, $Th/U = 0,4\text{--}0,7$. Для микро- и редкоземельного составов характерны слабо выраженная европиевая аномалия, глубокий минимум по неодиму.

Граниты баппинского комплекса высококальциевые, высокоглиноземистые с повышенной железистостью, ильменитовой серии (рис. 18, 19). Преобладают нормальнощелочные породы, соотношение натрия и калия изменяется по

мере увеличения кислотности от близкого к единице у гранодиоритов до заметного преобладания калия среди щелочей у лейкогранитов. По содержанию редкоземельных элементов гранитоиды занимают промежуточное положение между верхнекоровыми образованиями и континентальной коры в целом. Породы характеризуются контрастным фракционированием редкоземельных элементов за счет обогащения легкими лантаноидами, слабо выраженной европиевой аномалией в гранитах и гранит-порфирах (прил. 7).

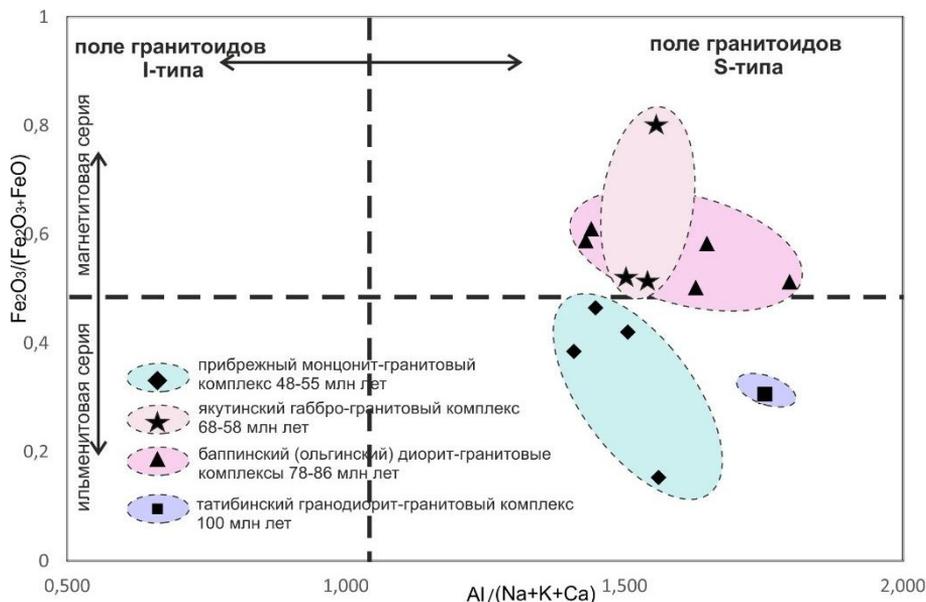


Рис. 19. Диаграмма типизации по магнетитовой и ильменитовой сериям (I-S тип) плуто-нических комплексов Восточно-Сихотэ-Алинской СФО.

Лейкограниты массива Вуэлля-Кемани отличаются крайним обеднением редкоземельных элементов и слабым фракционированием, наличием положительной цериевой аномалии и близким по значению содержанием лантана и группы тяжелых элементов (Er, Tm, Yb, Lu). Это обстоятельство может свидетельствовать о метасоматическом характере формирования гранитов – с сопутствующим обогащением Rb и выносом Sr.

Лейкограниты Маинского массива – породы нормального ряда с преобладанием калия над натрием, с повышенными относительно верхней континентальной коры содержаниями редких литофильных элементов. Микроэлементный состав лейкогранитов типичен для редкометалльных гранитов и выражается в возрастании концентраций Rb, Be, Ta и Mo с одновременным снижением содержаний Ba, Sr и Zr (прил. 6). Для лейкогранитов характерны незначительное фракционирование РЗЭ при низкой величине La/Yb отношения и глубокий европиевый минимум, что характерно для верхнекоровых источников вещества.

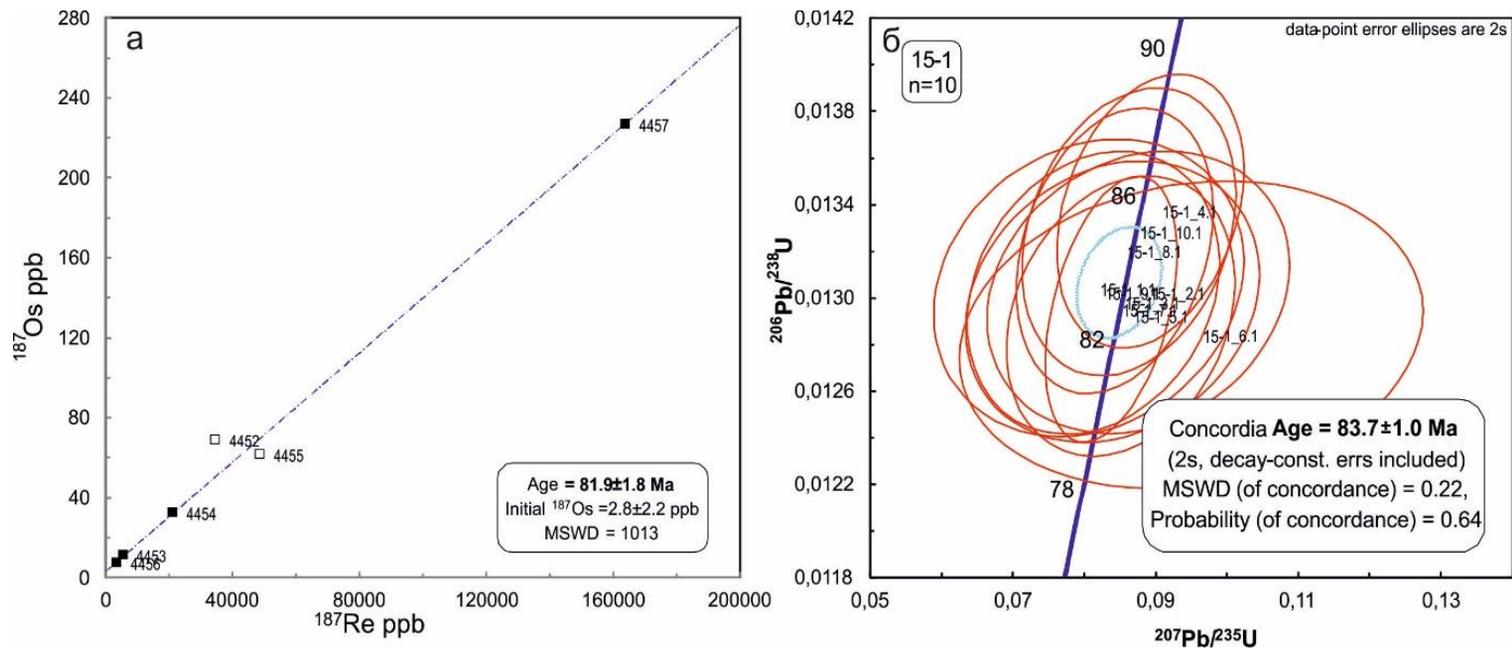


Рис. 20. Re-Os изохрона по молибдениту Моинского проявления (а); U-Pb конкордия по цирконам гранитов бапинского комплекса (б).

Соотношение изотопов $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ указывает на корово-мантийный источник магмы для диоритов (0,29 и 0,70) и существенно коровый для лейкогранитов (33,59 и 0,74).

Граниты Маинского массива специализированы на молибден (с висмутом и вольфрамом). В них выявлены зоны прожилково-окварцованных пород и грейзенизации с многочисленными кварцевыми прожилками и жилами с молибденитом. Возраст оруденения, определенный Re-Os-изохронным методом по молибдениту, в целом соответствует U-Pb-датировкам пород массива, вмещающих оруденение, с учетом погрешности, соответственно $81,9 \pm 1,8$ млн лет и $83,7 \pm 1$ млн лет (рис. 20).

К гранитам комплекса массива Вуэлля-Кемани приурочены обширные шлиховые ореолы шеелита и торита. К кварцево-жильным образованиям в пределах массива приурочена бериллиевая с молибденом минерализация.

Кампанский возраст формирования гранитоидов баппинского комплекса определен U-Pb SHRIMP методом по цирконам (прил. 11).

Самаргинский комплекс дацит-андезитовый вулканический. *Субвулканические образования самаргинского комплекса ($\alpha\text{K}_2\text{Sm}, \zeta\text{K}_2\text{Sm}$) многочисленны и морфологически разнообразны. Распространены в пределах Северо-Сихотэ-Алинской и Южно-Сихотэ-Алинской подзонах Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ. Различаются штоковые, дайковые тела, пластовые залежи, лакколиты. Дайкообразные тела и мелкие штоки имеют простое строение и сложены плагиоклаз-роговообманковыми андезитами, реже биотитовыми андезитами пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами. Крупные субвулканические массивы обычно имеют куполообразную форму с вертикальной флюидалностью андезитов по периферии и субгоризонтальной в центре. На дискриминационных диаграммах породы комплекса охватывают поля от базальтов до риодацитов переменной щелочности, образуют гомодромную серию с натриевым уклоном. Маастрихтский возраст комплекса определяется по возрасту его стратифицированных образований.*

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ–РАННЕПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Богопольский комплекс риодацит-риолитовый вулканический. *Субвулканические образования богопольского комплекса представлены многочисленными экструзивными телами риолитов ($\lambda\text{K}_2\text{-P}_1\text{bg}$), риодацитов ($\lambda\zeta\text{K}_2\text{-P}_1\text{bg}$) и дацитов в Северо-Сихотэ-Алинской и Южно-Сихотэ-Алинской подзонах Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ. Форма и размеры тел самые разнообразные: от небольших даек и дайкообразных массивов до крупных субвулканических массивов изометричной формы площадью до 50 км^2 , обычно располагающихся в центральных частях вулкано-тектонических структур. Крупные тела имеют неправильную в плане форму, с заливами и, нередко, дайкообразными ответвлениями; контакты обычно крутопадающие. В центре куполов породы хорошо раскристаллизованы, отчетливо порфиоровые, к краевым частям постепенно сменяются флюидалными разностями, переходящими вблизи контакта в стекловатые породы зоны закалки. В телах небольшого*

размера нередко автомагматические брекчии риолитов. Для вулканитов комплекса характерна высокая общая щелочность, высокая калиевость, преобладание калия над натрием.

По результатам SHRIMP U-Pb-исследований цирконов из дайкообразных массивов, возраст комплекса – $64,5 \pm 0,8$ – $65,3 \pm 0,7$ млн лет. Палеофлористические датировки покровных вулканитов и соответствующие им U-Pb даты уверенно определяют возраст комплекса как поздний маастрихт–даний.

Хоккайдо-Сахалинская СФО

К магматическим образованиям относятся кислые и средние магматические породы позднего мела – среднего эоцена в Западной и Восточной СФЗ, которые завершают меловой-раннепалеогеновый тектоно-магматический этап развития Сахалинского блока.

Удальский риолитовый комплекс гипабиссальных малых интрузий (λK_2 -*Pud*) развит в поле выходов верхнебыковской подсвиты и красноярковской свиты в междуречье Найба–Сусуя. Представлен крутопадающими (50–80°) дайками риолитов мощностью 4–15 м, северо-западного и субмеридионального простираний. Контакты неровные, сорванные молодыми нарушениями [Галушка, 1978ф]. Приконтактные изменения незначительны (0,3–0,4 м), выражены в окремнении, рассланцевании и брекчировании боковых пород. В эндоконтакте встречаются ксенолиты вмещающих пород и вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит) [Галушка, 1978ф].

Комплекс сложен биотит-плагиоклаз-кварцевыми риолитами с порфировой, сериально-порфировой до невадитовой структурой и витрофировой, участками микрофельзитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены зернами (до 2 мм) бездефектного кварца (20–30 %) с включениями кислого вулканического стекла, полисинтетическими двойниками альбита–андезина, редко андезина–олигоклаза (до 20 %), и бурого биотита (до 5 %). Основная масса сложена вулканическим стеклом или состоит из аллотриоморфнозернистого агрегата кварц-полевошпатового состава, участками содержащего флюидально-волокнутое хлоритизированное вулканическое стекло. Из акцессорных минералов встречаются циркон и апатит.

Породы характеризуются низким содержанием окиси титана (<0,3), невысоким содержанием Ва (<600 г/т) и относятся к калиево-натриевому и натриевому подтипам толеитовой серии. По распределению крупноионных (K, Rb) и высокозарядных (Nb, Zr, Y) литофилов, обедненности CaO, Cr, Ni, низкой степени окисленности железа и (в одном случае) перенасыщенности глиноземом близки к синколлизонным гранитоидам S-типа [Государственная..., 2001].

К ареалам развития комплекса приурочены шлиховые ореолы сфалерита и предполагается парагенетическая связь прогнозируемой стратиформной полиметаллической минерализации.

Радиологический возраст риолитов по биотиту (K-Ar метод) составляет $68,4 \pm 2,4$ млн лет [Жаров, 2004]. Дайки прорывают отложения кампан-маастрихтского возраста. В разрезе мела и палеогена только в красноярков-

ской и синегорской свитах выявлено значительное количество кислых туфов и туффинов, которые, возможно, и являются комагматами этих даек. Возраст комплекса на этом основании принят поздним мелом–палеоценом.

Охотоморский гранодиоритовый комплекс ($\gamma\delta P_{1-20}$) плутонический представлен Охотским массивом сложного строения: от кварцевых диоритов до гранодиорит-порфиров и гранитов при преобладании гранодиоритов и дайковой серией контрастного состава от микродиоритов до щелочных микрогранитов и аплитов.

Охотский гранодиоритовый массив, расположенный в северо-восточной части Тонино-Анивского полуострова в районе горы Айруп вытянут в северо-западном направлении на 9 км при ширине до 1,5 км. Восточная часть массива скрыта водами Охотского моря. Западные и северо-западные контакты с вмещающими толщами проходят по зонам интенсивного расланцевания, брекчирования и милонитизации. Ширина экзоконтактной зоны изменений составляет 200–500 м и связана с шириной развития дайковой серии. В юго-восточной части массива отмечены ксенолиты ороговикованных верхнемеловых пород [Геологическая..., 1973]. На северо-востоке, в районе устья р. Быстрая массив перекрыт базальным валунно-глыбовым горизонтом холмской свиты.

В магнитном поле массив проявлен высококонтрастной аномалией интенсивностью до 200 нТл, распространяющейся к югу в прибрежную часть акватории [Марковец, 1977ф]. Дайки развиты на юго-западном экзоконтакте и главным образом к югу от массива, что в совокупности с геофизическими данными указывает на погружение его кровли в этом направлении [Государственная..., 2001].

Центральная часть массива сложена гранодиоритами, фланги массива – гранодиорит-порфирами. В западной части массива гранодиорит-порфиры сменяются кварцевыми диоритами, со шлировыми обособлениями диоритов, габбродиоритов, монцодиоритов. Массив сложен (в порядке убывания) гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, монцогранитами, кварцевыми диоритами и монцодиоритами.

Гранодиориты – мелко-среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие (%) из кварца (20–35), зонального андезин-олигоклаза, 40–45), полевого шпата (ортоклаз, анортоклаз, 10–25), роговой обманки (5–15), биотита (5) магнетита (1–3), апатита (1). Различаются гранодиориты с графическими, аксиолитовыми и пегматоидно-графическими гранофировыми структурами сростаниями кварца с полевыми шпатами.

Гранодиорит-порфиры массива имеют порфировидную структуру. Вкрапленники представлены призматическими зональными кристаллами среднего плагиоклаза (до 55 %), мелкими кристаллами зеленой роговой обманки (5–20 %), биотита (5–10 %), зернами кварца (5–15 %), редко ортоклаза (до 10 %). Отмечаются мирмекитовые и микрографические структуры сростания кварца и полевых шпатов, роговой обманки и биотита. Вблизи западного контакта в гранодиорит-порфирах отмечаются натриевые амфиболы [Государственная..., 2001]. Основная масса имеет аплитовидную, реже сериальную и микрогранитовую структуру. Состоит из кварца, пелитизированного K-Na полевого шпата и аксессуарных магнетита, апатита, сфена.

Монограниты близки к гранодиоритам. Отличаются большим содержанием ортоклаза (до 45–60 %) и широко развитыми графическими, гранофиловыми структурами с равным идиоморфизмом кварца и ортоклаза и крупными кристаллами роговой обманки.

Кварцевые диориты и монодиориты – буровато-серые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие (%) из плагиоклаза (андезин, 40–60), кварца (10–15), гранофиловых сростков калинатрового полевого шпата с кварцем (0–15), авгита (5–15), гиперстена (0–15), роговой обманки (5–10), биотита (1–5). Авгит присутствует в виде реликтов в роговой обманке либо обрастает каймами желто-зеленой роговой обманки.

Дайковая серия представлена гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми диоритами, микродиоритами, гранит-порфирами, щелочными микрогранитами и жилами аплитов. Микрограниты и аплиты сконцентрированы в южной части массива и на его юго-западном экзоконтакте.

Мощность даек изменяется от десятков сантиметров до 20 м. Дайки характеризуются северо-восточным, широтным и меридиональным простиранием до северо-западного в северной части массива и крутым падением к западу, северу и северо-западу.

В юго-западной части массива аплиты и щелочные микрограниты секут как кварцевые диориты, так и вмещающие роговики.

Гранодиорит-порфиры дайковой серии (в отличие от аналогичных пород массива) не имеют гранофиловых альбит-кварцевых прорастаний. Представлены средне-крупнозернистыми порфиroidными породами с панидиоморфно- и призматическизернистой структурой. Состоят (%) из кварца (25–30), плагиоклаза (35–40), щелочного полевого шпата (15–20), роговой обманки (5–15), биотита (2–7). Аксессуары представлены магнетитом, апатитом, цирконом.

Щелочные микрограниты – светло-розовато-серые средне-мелкозернистые породы с аксиолитовой, аплитовой, редко гранитной и гранофиловой структурами. Состоят (%) из микрографических сростков кристаллов бездефектного кварца (до 40) и щелочного полевого шпата (анортоклаз, до 60), плагиоклаза (5–15), обыкновенной и субщелочной роговой обманки (до 10), акцессорных биотита (1–5), магнетита (1–5), сфена, апатита. Отдельные дайки сложены биотитовыми (до 25) гранитами.

Кварцевые диориты и микродиориты даек представлены буровато-серыми мелкопорфиroidными и непорфиroidными разновидностями с призматическизернистой, реже афиroidной структурой. Состоят (%) из кристаллов зонального среднего плагиоклаза (40–45), бесцветного авгита и диопсид-авгита (до 30), ксеноморфных выделений кварца (до 10), редко мелких лейст калинатрового полевого шпата (5), акцессорного магнетита (до 5) и рудного минерала (до 3).

Дайки *гранит-порфиры* отмечаются крайне редко, от гранодиорит-порфиroidов отличаются мелко-среднезернистой структурой, микрографической и фельзит-аплитовой структурой основной массы, высоким содержанием (до 40 %) калинатрового полевого шпата.

Вторичные изменения минералов в породах выражены в альбитизации, хлоритизации и серицитизации плагиоклаза, пелитизации калинатрового полевого шпата. Выделения роговой обманки и биотита на 50–100 % замещены

агрегатом гидробиотита, мусковита, хлорита, иддингсита–боуллингита. В юго-западной части массива роговая обманка замещена биотит-стильпно-мелановым агрегатом. По пироксенам развивается агрегат хлорита, эпидота, сфена, кальцита.

Породы охотоморского комплекса соответствуют калиево-натриевой серии известково-щелочного ряда, с низким содержанием окиси титана (прил. 6). По соотношению щелочей и извести гранитоиды близки к гранитоидам энсиматических островных дуг, по Г. Уолену, отличаясь от последних несколько большими содержаниями K_2O и меньшими CaO . На дискриминантных диаграммах Пирса–Харриса–Гиндаля породы комплекса попадают в поле составов островодужных гранитоидов.

Широкое развитие порфировых разностей и аплитовидных роговиков указывает на относительно неглубокий уровень становления массива.

Гранитоиды комплекса отнесены к образованиям диорит-гранодиоритовой формации.

С гранодиоритами массива связаны признаки медно-скарновой с оловом и серебром минерализации. С жилами аплитов и щелочных микрогранитов – олово-вольфрамовая минерализация в кварц-турмалиновых гидротермалитах. К северной части массива тяготеют шлихи с золотом [Государственная..., 2001].

По 10 цирконам из гранодиоритов комплекса трековым методом получена радиологическая датировка – $63,3 \pm 4$ млн лет [БД; Государственная..., 2001]. Из кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров (К-Аг методом по амфиболу и по валу) получены радиоизотопные даты $57,4 \pm 5,0$, $48,5 \pm 1,9$ и $46 \pm 1,6$ млн лет. Вторичноизмененные, биотитизированные гранодиориты массива (К-Аг методом по биотиту) датированы $36,7 \pm 0,3$ млн лет [БД; Государственная..., 2001]. Согласованные U-Pb датировки по цирконам гранитов и гранодиоритов охотоморского комплекса показали 42 ± 1 , 43 ± 1 44 ± 1 млн лет (Pan Zhao et al., 2019).

На основе полученных данных возраст пород комплекса принят как палеоцен-эоценовый.

ПАЛЕОЦЕН

Палеоценовые интрузии широко распространены в Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ. Среди них в Северо-Сихотэ-Алинской подзоне выделен верхнеудоминский, а в Южно-Сихотэ-Алинской – якутинский комплексы.

Верхнеудоминский комплекс габбро-гранитовый plutонический объединяет четыре интрузивные фазы, из них в пределах площади выявлены третья и четвертая фазы. Третья фаза представлена гранодиоритами ($\gamma\delta P_1V_3$) и кварцевыми монцодиоритами ($q\mu P_1V_3$). Четвертая фаза образована гранитами и лейкогранитами (γP_1V_4). Размеры интрузий комплекса варьируют в широких пределах: от массивов площадью в сотни квадратных километров до небольших штоков. Массивы третьей фазы локализованы среди вулканитов самаргинской свиты и сопровождаются ореолами роговиков, пропилитизированных и сульфидизированных пород. Это Ихин-

ский (Моисеевский) массив в бассейне р. Ботчи и Малонельминский массив в верхнем течении р. Мал. Нельма. В устье р. Ботчи Л. Б. Кривицким (1947 г.) установлено, что гранитоиды комплекса с размывом перекрываются покровными образованиями кузнецовской свиты и интродуцируются гранитоидами прибрежного комплекса. Четвертой фазой сложен Агзинский массив, локализованный среди терригенных пород нижнего мела и вулканитов самаргинской свиты. Через кору выветривания перекрыт базальтами кизинской свиты. Интрузии сравнительно простого строения, однофазные.

Гранодиориты Ихинского (Моисеевского) массива имеют мелко-среднезернистое сложение, гипидиоморфнозернистую, иногда в комбинации с пойкилитовой и микропегматитовой структуру и состоят (%) из плагиоклаза (42–44), калишпата (22–25), кварца (17–19), амфибола (8), биотита (7), пироксена (до 2) и аксессуарных апатита, циркона, сфена, ортита, рудного минерала. Окраску имеют темно-серую с розоватым оттенком.

Кварцевые монцодиориты Малонельминского массива – средне- и мелкозернистого сложения породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Порода состоит из призматического деанортитизированного плагиоклаза (0,2–1,5 мм), приблизительно одинакового количества (до 10%) кварца и калишпата–пертита, биотита, аксессуарных апатита, титаномagnetита (ильменита), сфена, эпидота. Плагиоклаз в разной степени замещается крипчешуйчатой буроватой слюдой, эпидотом и калишпатом, которым обрастает плагиоклаз и находится в пегматоидных сростках с кварцем в интерстициях. Характерно обилие апатита в игольчатых, столбчатых выделениях до 0,5 мм, часто без концевых граней, футлярообразных, иногда изогнутых и расколотых. В жильных разностях наблюдается вкрапленность гематита, окисленных сульфидов, микрогнезда радиально-лучистых агрегатов мусковита, желтого хлорита в ассоциации с поизитом.

Основная разновидность гранитов Агзинского массива – мелко- и среднекристаллические с гранитовой, участками пойкилитовой, неравномернозернистой структурой. Порода состоит из кварца (25–30%), пелитизированных полевых шпатов: кислого плагиоклаза и калишпата–пертита (20–15%), небольшого количества биотита. Аксессуарные минералы – апатит, циркон, рудный. Характерно кучное распределение минералов, их варьирующие размеры. Плагиоклаз таблитчатый, призматический (0,1–1,5 мм) в разной степени серицитизирован, замещается калишпатом с образованием пятнистых мезопертитов. В массиве на отдельных участках наблюдались многочисленные взаимопересекающиеся жилы аплитов (1–2 см), создающие сетчатый рисунок.

Изученные гранитоиды по петрохимии образуют ряд дифференциатов – от диоритов до лейкогранитов с преобладанием нормальнощелочных пород. Тип щелочности калиево-натриевый с преобладанием натрия над калием у средних и умереннокислых составов и лишь в кислых разновидностях калий начинает преобладать. Породы комплекса высокомагнезиальные, высокоглиноземистые, высококалиевые. По содержанию и характеру распределения редкоземельных элементов породы близки к верхнекоровым образованиям и характеризуются наличием европиевого минимума. Лейкограниты р. Агзу (обр. 23) обеднены РЗЭ и более фракционированы за счет уменьшения со-

держания тяжелых РЗЭ (прил. 6) Соотношение изотопов $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также указывает на корово-мантийный источник магмы для лейкогранитов (3,275 и 0,707) и кварцевых монцодиоритов (0,199 и 0,70).

Возраст формирования гранитоидов верхнеудоминского комплекса на уровне датского времени определен U-Pb SHRIMP методом по цирконам: 66 ± 1 млн лет СКВО 0,99 для лейкогранитов р. Агзу, $64,5 \pm 0,5$ млн лет СКВО 1,02 для кварцевых монцодиоритов р. Мал. Нельма.

Якутинский комплекс габбро-гранитовый синхронен верхнеудоминскому комплексу и выделен в Южно-Сихотэ-Алинской подзоне. К этому комплексу отнесена группа гранитоидных интрузий в бассейне рек Самарга, Единка, Венюковка, которые ранее предлагалось выделить в «Единкинский комплекс субщелочных гранитов» [Рыбалко, 1986] и Светлинская группа интрузий. Чаще всего интрузии комплекса приурочены к крупным изолированным вулканическим постройкам, располагаются либо в их центральной части, либо в зоне кальдерных разломов (Самаргинско-Единкинская группа, Светлинская группа). Значительно реже гранитные массивы располагаются среди терригенных толщ оторвано от полей вулканитов.

Позиция их в разрезе земной коры определяется приуроченностью к границе складчатого терригенного фундамента и вулканогенных толщ. Они прорывают верхнемеловые эффузивные толщи и перекрываются палеоэоценовыми образованиями. В строении интрузий участвуют диориты (δP_{ij}), гранодиориты ($\gamma \delta P_{ij}$), граниты и лейкограниты (γP_{ij}).

Группа сближенных интрузий, локализованных в междуречье Самарга–Единка, располагается на западных окраинах вулканического пояса в пределах единого магматогенного свода. Это массивы Сохатинский, Бугу-Вайгинский, Каракты, Унтовский и ряд мелких штоков. Отдельно отстоит только Венюковская интрузия. Почти все интрузии формируют купольные структуры с хорошо выраженными дуговыми и радиальными разломами.

Сохатинский массив (40 км²) расположен в бассейне среднего течения р. Бол. Сохатка (Хулими) и имеет в плане неправильную, вытянутую в северо-восточном направлении форму. Размещен массив среди терригенных образований нижнего мела и вулканитов верхнего мела. Контакты с осадочными породами рамы массива пологие, с обширными полями роговиков. Верхнемеловые эффузивы ороговикованы и пропилитизированы. Массив сложен преимущественно крупнокристаллическими биотит-роговообманковыми гранитами и мелкокристаллическими биотитовыми лейкогранитами, в северной части массива распространена фация гранодиоритов. Все группы пород связаны постепенными переходами. Среди крупнокристаллических гранитов встречаются шпильеры кварц-полевошпатовых пегматитов. В южной части массива установлены останцы кровли, сложенные биотитовыми роговиками по алевролитам.

Массив Бугу-Вайгинский (40 км²) расположен на правобережье среднего течения р. Самарга в 3 км к востоку от Сохатинского массива. Он вытянут в субширотном направлении и локализован среди терригенных образований нижнего мела и вулканитов верхнего мела. Массив сложен светло-серыми с розоватым либо сиреневым оттенком порфиридовидными миароловыми биотитовыми гранитами.

Массив Каракты (72 км²) располагается в приводораздельной части рек Бол. Сохатка, Заами и Единка. В целом это крупная трещинная интрузия, вытянутая в субширотном направлении на 25 км с многочисленными крупными и мелкими апофизами. Контакты интрузии с вмещающими породами активные, лишь иногда осложненные тектоническими нарушениями. На контакте с гранитами вмещающие породы ороговикованы, биотитизированы, иногда сульфидизированы. Массив полифациальный, выделяются мелко- и среднезернистые лейкограниты, биотит-амфиболовые граниты, граниты порфировидные и гранит-порфиры, связанные постепенными переходами. Наряду с нормальными породами в составе массива обычны породы, имеющие признаки гибридности – в западной части массива развита фация гранодиоритов, установлено значительное количество автолитов более основного состава.

Унтовский массив (36 км²) в плане имеет неправильную угловатую форму, обусловленную простиранием ограничивающих его разломов. Интрузирует осадочные породы и эффузивы мела с апофизами во вмещающие породы, в восточной своей части с разрывом перекрыт кедровской толщей. Основная часть массива сложена мелкокристаллическими и среднекристаллическими гранитами, в северо-восточной части заметную роль в строении массива играют гранодиориты и кварцевые диориты с порфировидными структурами.

Венюковский массив (60 км²) расположен в междуречье Венюковка–Кабанья и имеет в плане форму овала, вытянутого в меридиональном направлении. Массив с востока и запада ограничен системами разрывов северо-восточного простирания и локализован в выступе складчатого фундамента. В южной части перекрыт вулканитами кедровской толщи и прорван дайками кедровского и салибезского вулканических комплексов.

Венюковский массив сложен гранодиоритами, биотит-роговообманковыми среднезернистыми гранитами, кварцевыми диоритами. Гранодиориты слагают около 20 % площади массива. Их выходы установлены в бассейне р. Венюковка и руч. Шумный. Гранодиориты постепенно переходят через мелаграниты в граниты. Фациальный переход выражается в постепенном уменьшении количества цветных минералов с 15–20 % (в гранодиоритах) до 5–10 % (в гранитах). Граниты, слагающие до 70 % площади массива, представляют собой средне-мелкозернистые, неравномернозернистые порфировидные породы. Характерно обилие мелких автолитов гибридных пород типа кварцевых диоритов и гранодиоритов, группирующихся в апикальных частях массива. Массив сопровождается обширным ореолом пропилитизированных пород.

Самая южная группа интрузий приурочена к Светлинскому магматогенному своду [Рыбалко, 1986] и локализуется в бассейнах рек Светлая, Бобкова и Каменка. По геофизическим данным можно предполагать, что этот единый гранитный массив представляет собой лакколит [Амельченко, 1980ф]. Ширина ореола контактов-измененных пород в зависимости от крутизны наклона кровли массивов меняется от 0,5 до 1–3 км.

Массив Светлый (50 км²) расположен на побережье Японского моря. В плане это неправильной формы тело, перекрытое покровами неогеновых базальтов. Строение массива простое. Южная часть его сложена мелкозернистыми миароловыми гранитами розоватыми, с гранофировой структурой и

чешуйками гематита. Северо-восточнее сменяются светло-серыми с розоватым оттенком мелко-, средне- и разнозернистыми биотитовыми лейкократовыми гранитами, местами переходящими в крупнозернистые пегматоидные граниты. В теле массива отмечены жилы аплитов, шпирь пегматитов с обычным и дымчатым кварцем. Большей частью дайки аплитов концентрируются в северной части интрузии и в провесах кровли.

Массив Бобковский локализован в бассейне одноименной реки к югу от Светлинского массива среди кислых вулканитов приморской серии. С севера массив ограничен разломом, на юге полого погружается под вулканиты, но зоны приконтактных изменений невелики. В строении интрузии основную роль играют среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты. Лишь на западе и юге в краевых частях интрузии выделяются в самостоятельную фацию крупнозернистые, часто пегматоидные роговообманково-биотитовые граниты, содержащие автолиты роговообманковых диоритов. Дайковый комплекс представлен телами аплитов и мелкозернистых миароловых гранитов обычно близмеридионального направления. Автометасоматические изменения выразились в грейзенизации гранитов, наиболее интенсивно проявленной в центральной части массива. С заключительной фазой становления массива связывается формирование кварцевых прожилковых зон с золотой минерализацией. По результатам исследования цирконов установлено, что граниты Бобковского массива прорваны риолитами кедровского, андезитами калибесского комплексов и более поздними базальтами.

Средне-Светлинский массив (50 км²) локализован в среднем течении р. Светлая у западной рамки листа. Форма массива куполообразная изометричная, вытянутая в северо-западном направлении. Интрузивные контакты в большинстве случаев ровные, резкие, круто погружающиеся. И только в северной и северо-западной частях массива предполагается пологое погружение кровли массива под вулканиты. Интрузия прорывает кислые туфы приморской серии и андезиты самаргинской свиты, останцы андезитов наблюдались в центре массива. Массив сложен преимущественно диоритами и гранодиоритами, диориты преобладают в центральной части массива. Среди гранодиоритов иногда отмечаются обособления биотитовых гранитов, связанные постепенными переходами. В небольшом количестве отмечаются дайки аплитов и гранит-порфиров, редко выходящие за пределы массива в зону экзоконтакта. Для диоритов-гранодиоритов характерен минеральный парагенезис плагиоклаз-калишпат-амфибол-биотит-пироксен-кварц. Плагиоклаз (№ 40–55) всегда преобладает над калишпатом. Пироксен (авгит) встречается в небольших количествах и замещается амфиболом.

Составы пород комплекса с широкими вариациями кремнеземистости занимают классификационную область нормально- и умереннощелочных пород. Тип щелочности калиево-натриевый. Натрий почти всегда превалирует над калием и только в наиболее кислых разностях калий начинает заметно преобладать. Эволюция якутинского комплекса шла по гомодромной схеме. Сложный состав интрузивных тел, сложенных породами от ранних диоритов до лейкократовых гранитов, предполагает участие в их образовании расплавы разных уровней генерации. Это подтверждается и соотношением изотопов ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в породах: у лейкогранитов источник магмы суще-

ственно коровый (16,15 и 0,71), у гранодиоритов – корово-мантийный (0,80 и 0,70). Распределение микроэлементов указывает на специализацию гранитов и гранодиоритов на молибден, серебро и висмут.

Ранне-среднепалеоценовый возраст гранитоидов установлен по цирконам SHRIMP-методом, из разных массивов комплекса получены следующие даты: 65 ± 1 млн лет (Венюковский), $61,4 \pm 1,2$ млн лет (Средне-Светлинский), $59,4 \pm 0,5$ млн лет (Бобковский) и $57,4 \pm 0,9$ млн лет (Унтовский) (прил. 11). Полученные возрастные датировки позволяют надежно отнести гранитоиды к якутинскому комплексу Южного Сихотэ-Алиня.

Прибрежный комплекс монцонит-гранитовый плутонический объединяет самые молодые интрузивные массивы Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ. В его составе отчетливо устанавливаются породы трех фаз внедрения, формировавшиеся в гомодромной последовательности: габбро и габбродиориты (vP_2p_1), диориты (иногда близкие монцодиоритам) (δP_2p_1), гранодиориты ($\gamma \delta P_2p_2$), гранит-порфиры ($\gamma \pi P_2p_3$). В пределах изученной территории в Северо-Сихотэ-Алинской подзоне комплекс представлен интрузивами первой и второй фаз, в Южно-Сихотэ-Алинской подзоне проявлены все выделяемые фазы. Массивы располагаются вдоль всей прибрежной зоны Татарского пролива в виде цепочек субмеридионального направления, отделенные друг от друга верхнемеловыми эффузивами. Наиболее крупные массивы – Кипрейный, Золотой, Самаргинский (Пугдо), Бороский, Басаргинский, Кюмский и Бойкий. Размеры интрузивов варьируют большей частью в пределах 10–50 км². Форма массивов самая разнообразная, с многочисленными апофизами и заливами, часто удлинённая по направлению линейных или кольцевых разломов. Сложены они преимущественно гранодиоритами второй фазы. Для пород комплекса характерен явный сиреневый, лиловый оттенок. Широко распространены мелкозернистые, порфиroidные и порфировые фации пород, явления приконтактной закалки и т. п. Прямые связи интрузивов с эффузивами не прослежены, хотя многими исследователями обращалось внимание на совмещение в пространстве образований комплекса и вулканитов самаргинской свиты. В устье р. Ботчи, по данным Л. Б. Кривицкого (1947 г.), гранитоиды прибрежного комплекса прорывают и метаморфизуют базальты кузнецовской свиты, с размывом залегающие на верхнеудоминских гранитоидах.

Породами первой фазы в Северо-Сихотэ-Алинской подзоне образованы самостоятельные незначительные по площади изометричные штокообразные тела и дайки на некотором отдалении от основной группы массивов. Локализованы они в среднем течении р. Самарга в бассейне руч. Прыткий, где вмещающими для них являются апт-альбские терригенные породы. Тела и дайки сложены породами среднего состава с переменной щелочностью, различающимися минералогическими, структурными и текстурными особенностями пород. Минеральный парагенезис – плагиоклаз–клинопироксен–калишпат–кварц–биотит. Из акцессориев характерны ильменит, магнетит, столбчатый апатит. Вторичные изменения проявлены слабо. В Южно-Сихотэ-Алинской подзоне породы первой фазы участвуют в строении большинства относительно крупных массивов, локализуясь в их краевых частях, реже образуют и

самостоятельные тела изометричной формы. Более позднее внедрение гранодиоритов по сравнению с диоритами четко установлено.

Кипрейный массив (50 км²) является трещинной интрузией, вытянутой в широтном направлении на 25 км при ширине 1–5 км и сужающейся к востоку. Положение массива контролируется широтным разломом. Контакты его с вмещающими вулканитами неровные, с захватом ксенолитов различной степени переработки, часто осложнены разломами, характерны многочисленные апофизы. Массив сложен в основном однородными гранодиоритами и кварцевыми монцодиоритами, в восточной части наблюдались тела диоритов с нечеткими границами и связанные с гранодиоритами постепенными переходами. В районе горы Кипрейная Сопка в гранодиоритах наблюдались миароловые пустоты. Ширина зоны контактовых роговиков колеблется в зависимости от крутизны погружения кровли массива: от 0,2 до 0,7 км. Жильная серия представлена малочисленными жилами и дайками аплитов и гранодиорит-порфиров, тяготеющих к краевым частям массива.

Массив Золотой (65 км²) расположен в районе одноименного мыса и с востока обрезан береговой линией моря. Южные контакты крутые, на западе осложненные разрывами, а в северной части кровля полого погружается под вулканиты. Сложен массив биотит-роговообманковыми гранитами, участками появляются меланократовые граниты. Массив прорывает кислые вулканиты приморской серии и средние вулканиты самаргинской свиты. В гранодиоритах отмечается большое количество ксенолитов вмещающих пород. Там, где ксенолитов особенно много, гранодиориты приобретают облик и состав кварцевых диоритов и кварцевых монцонитов со всеми фациальными переходами. По мере удаления от контакта количество и размер ксенолитов уменьшается, границы их становятся все более расплывчатыми вплоть до появления теневых структур, в этом направлении также уменьшается и количество цветных минералов в гранодиоритах, исчезает пироксен. Характерно кучное распределение темноцветных, их сростки, среди них крупные выделения калишпата. Для гранитов характерны столбчатая и радиально-лучистая отдельность, развитие турмалина и эпидота, а также многочисленные разноориентированные, пересекающиеся аплитовидные прожилки, с турмалином в раздувах и на контактах жил. Турмалин довольно широко распространен в гранодиоритах массива, как в единичных зернах, так и в лучистых скоплениях. Он развивается в серицитизированном плагиоклазе и резко плеохроирует от серовато-синего до сиреневато-бурого цвета. Массив пересекается дайками голубовато-серых порфировых плагиориодацитов кедровского комплекса, для которых по цирконам установлен эоценовый возраст, и дайками базальтов.

Самаргинский массив (45 км²) имеет куполовидную форму с крутыми бортами, вытянутую в северо-восточном направлении, с извилистыми контактами в юго-западной части, а в северо-восточной – ровными. Совместно с Боросским массивом слагает центральную часть интрузивно-купольной структуры. Массив размещается среди кислых и средних эффузивов верхнего мела, в виде ксенолитов и останцев кровли они встречаются среди гранитоидов. Наиболее крупный останец (8 км²) установлен в центральной части. Эффузивы вблизи гранитоидов ороговикованы, кислые породы превращены во вторичные кварциты, средние пропилитизированы. Контактный метамор-

физм проявлен интенсивно. Над массивом генерируется положительное магнитное поле ΔT 500–1000 нТл на фоне 100 нТл.

В составе массива преобладают гранодиориты, на отдельных участках приобретающих облик монцодиоритов биотит-пироксеновых с кучным расположением темноцветных минералов. В апикальных частях массива незначительно развиты биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, а в наиболее глубоко эродированных – диориты и кварцевые диориты, габбродиориты, монцодиориты, связанные постепенными переходами. Для диоритов–гранодиоритов характерен минеральный парагенезис: плагиоклаз–калишпат–амфибол–биотит–пироксен–кварц. Плагиоклаз (№ 40–55) зональный, всегда преобладает над калишпатом. Пироксен (авгит) встречается в небольшом количестве и замещается амфиболом в гранодиоритах, в монцодиоритах представлен клино- и ортопироксеном и совместно с биотитом достигает 25 %. Жильные породы развиты незначительно и представлены аплитами.

Массивы Боросский, Кюмский и Бойкий, так же как и остальные, сложены породами двух фаз, в первой из них участвуют среднеосновные породы, во второй – гранодиориты. Породы первой фазы в поле массивов занимают не более 20–25%, все они от габбро до гранодиоритов имеют единый парагенезис породообразующих минералов: плагиоклаз–калишпат–кварц–амфибол–клинопироксен–биотит и отличающиеся только их количественным соотношением. В наиболее основных разностях появляется оливин.

Во всех описанных массивах количественно преобладают гранодиориты. Это мелко- и, реже, среднезернистые породы, слабопорфировые, с характерным сиреневым, лиловым оттенком. Структура пород гипидиоморфнозернистая, порфировидная, иногда пойкилитовая. В интерстициях появляется гранофировая. В количественном соотношении минералов плагиоклаз резко преобладает над калишпатом, амфибол над биотитом, клинопироксен редок. Плагиоклаз обычно таблитчатый, обладает прямой зональностью, в ядрах представлен андезином, в краевых зонах – олигоклазом. Калиевый полевошпат – ортоклаз–мирмекит – обычно пелитизирован. Биотит коричнево-красный присутствует в ксеноморфных пластинах, обычны мономинеральные сростки и взаимные сростки и прорастания с амфиболом, может замещаться хлоритом. Характерен эпимагматический оливковый биотит. Амфибол представлен длиннопризматическими идиоморфными кристаллами роговой обманки. Клинопироксен (авгит) обычно замещается амфиболом до полных псевдоморфоз или остается в амфиболе в виде включений. Кварц интерстиционный (до 1,5 мм) имеет тенденцию к разрастанию, корродирует все минералы. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, цирконом, ортитом, апатитом, сфеном, иногда гранатом.

Породы комплекса относятся к нормальному ряду дифференциатов габбро–диорит–гранит. Повышенная щелочность некоторых пород заметна в группе габбро и диоритов, что находит подтверждение в монцитонитидности некоторых интрузий, преимущественно в их краевых частях. Породы в ряду диорит–гранодиорит обладают калиево-натриевым типом щелочности и калиевым у кварцевых монцодиоритов. Намечается определенная тенденция к увеличению глиноземистости пород интрузий по мере их удаления у побережья. Для пород комплекса свойственна магнезиальность. Породы умеренной

глиноземистости, по соотношению глинозема и щелочей относятся к S-типу (рис. 19). Такие петрохимические особенности пород как повышенная относительно гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена магнезиальность (MgO до 5%) и обогащение Sr, Ni, Cu (относительно кларковых, по А. . Виноградову), а также низкое инициальное изотопное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,705362 \pm 8$), характеризуют глубинный верхнемантийный источник материнских расплавов. На диаграмме типизации магнетитовых и ильменитовых пород Ишихара [12, 14] гранитоиды прибрежного комплекса обособлены в поле ильменитовой серии (рис. 19), что указывает на разгерметизацию магмогенерирующего очага с потерей кислорода.

Для гранитоидов характерны слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия, глубокие минимумы по ниобию, танталу, фосфору и титану и относительно низкое отношение LREE/HREE, свидетельствующее о слабом фракционировании REE (прил. 7). Характер распределения РЗЭ указывает на золоторудную специализацию гранитоидов, а рудных элементов – на специализацию на медь, молибден, висмут.

Результаты U-Pb SHRIMP датирования по цирконам прибрежного комплекса показали конкордантные значения возраста 48–55 млн лет (прил. 11) при определенной возрастной закономерности проявления гранитоидного магматизма. В этой последовательности наиболее молодыми являются гранитоиды, занимающие крайнее восточное положение.

ПОЗДНЕПАЛЕОГЕНОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Хоккайдо-Сахалинская СФО

К этим образованиям относятся магматические породы аракайского вулканического и южноанивского плутонического комплексов.

Субвулканические образования аракайского андезибазальтового вулканического комплекса ($\alpha\beta\text{P}_{2-3ar}$) расположены главным образом вдоль западного и восточного побережий Сахалина, развиты вдоль зон Центрально-Сахалинского и Западно-Сахалинского разломов. Представлены они штоками, силлами, дайками, лакколитами(?), сложенными андезибазальтами, базальтами, долеритами, трахибазальтами, андезитами.

Породы комплекса и комагматичные им образования выражаются в гравиметрическом поле линейными положительными аномалиями, в магнитном поле они соответствуют локальным контрастным изометричным или узколинейным положительным аномалиям до 100–150 нТл [Государственная..., 2001].

Субвулканические тела штокообразной формы занимают площадь от 0,01 до 1,5 км² (гора Невельского). Наиболее крупное тело горы Бернизет (предположительно лакколит) имеет площадь 2,6 км². Мощность даек обычно не превышает 10 м, редко достигая 30–50 м; силлов 2–6 м, редко до 100–200 м [Семенов, 1975]. Субвулканические тела имеют преимущественно субмеридиональное и северо-западное простирание, часто (особенно дайки) прослеживаются положительными формами рельефа в виде куполов, грибов.

Контакты тел резкие, от слабоволнистых до неровных с многочисленными апофизами, часто крутые (80–90°). Окремненные и карбонатизированные зоны экзоконтактов имеют мощность 0,1–0,5 редко до 5 м. Во вмещающих породах развиваются гидрослюды, сульфиды, халцедон, что соответствует санидиновой фации контактового метаморфизма [Семенов, 1975]. В зонах эндоконтакта (шириной 0,1–0,3 м) часто наблюдается ориентировка фенокристаллов параллельно контакту [Галушка, 1978ф]. Центральные части штокообразных тел, силлов и мощных даек состоят из полнокристаллических, часто порфиризовидных диоритов, долеритов. В краевых частях они сменяются андезибазальтами и базальтами. В краевых частях штоков и силлов, сложенных базальтами, развиты гиалобазальты. Переходы постепенные. Магматические тела однофазные.

Андезибазальты – зеленовато-серые порфириновые и сериально-порфириновые породы. Фенокристаллы сложены плагиоклазом, реже энстатитом и диопсид-авгитом, роговой обманкой. Основная масса имеет интерсертальную, редко гиалопилитовую структуру. Состоит (%) из среднего плагиоклаза (до 40), авгита (10), хлоритизированного стекла (до 20), редко пироксенов и кварца (до 5). Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, пиритом, гематитом, халькопиритом, самородной медью.

Долериты имеют полнокристаллическую долеритовую структуру. Состоят из основного плагиоклаза и энстатита (до 5 %). В основной массе присутствуют авгит (до 20 %), магнетит (до 5 %). В дайках и мелких штоках долериты лейкократовые с пойкилоофитовой и сериально-порфириновой структурой. Фенокристаллы представлены основным плагиоклазом и авгитом, редко оливином.

Базальты обладают порфириновой (полифириновой и плагиофириновой) структурой. В порфириновых выделениях (до 45 % от объема породы) развит основной плагиоклаз (лабрадор) (15–25 %), иногда зональный, клинопироксен (авгит) (до 30–40 %), редко гиперстен, оливин (до 20 %) и роговая обманка. Для основной массы характерна интерсертальная структура, редко пилотакситовая и гиалопилитовая. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, сфеном.

Андезиты обладают порфириновой структурой. Во вкрапленниках присутствуют средний плагиоклаз, авгит, энстатит. Основная масса гиалопилитовой структуры состоит из вулканического стекла, плагиоклазов, пироксенов. Акцессорные минералы – магнетит, пирит, апатит.

Для всех разновидностей комплекса характерно развитие боулингита, хлорита, карбонатов, цеолитов по темноцветным минералам, альбитизация, цеолитизация плагиоклазов, хлоритизация, цеолитизация, карбонатизация, окварцевание (в том числе опализация), сосюритизация основной массы. В полнокристаллических породах отмечается эпидот.

В лакколите горы Бернизет отмечаются жилы (до 0,1 м) плагиоклазитов, состоящие (%) из средне-кислого плагиоклаза (до 85) с вростками калинатровых полевых шпатов, авгита (до 10), кварца (1–3), магнетита (1–5), апатита (1–2) [Семенов, 1975].

Гидротермальные образования представлены жилами и прожилками (0,1–0,5 м) карбонатов, кварца, халцедона, опала, колчеданов.

Субвулканические тела штокообразной формы, sillы формировались на глубине до 1 км [Семенов, 1982].

По соотношению петрогенных окислов, подавляющее большинство пород комплекса отвечают натриевому ряду известково-щелочной серии с повышенной глиноземистостью, известковистостью [Семенов, 1982] и часто повышенной титанистостью (БД).

По распределению элементов с крупнозарядными ионами, высокозарядных литофилов и сидерофилов соответствуют известково-щелочным базальтоидам островных дуг [Государственная..., 2001]. Тренды распределения редкоземельных и редких элементов комплекса в целом соответствуют трендам эоцен-олигоценых щелочных и известково-щелочных базальтов Восточного Сихотэ-Алиня и Северо-восточной Японии раннего миоцена. Породы комплекса близки к базальт-андезитовой формации островных дуг.

Возраст комплекса (позднеэоцен-олигоценый) принят на основании палеонтологически охарактеризованного возраста комагматичных отложений аракайской свиты и К-Аг датировок (по валу) субвулканических и пирокластических образований (26–38 млн лет) [Государственная..., 2001; БД].

Южноанивский гранитовый плутонический комплекс (δP_{2-3}^{jua}) распространён в южной части Тонино-Анивского полуострова и прилегающей акватории, где слагает одноименный штокообразный массив, являющийся петротипом комплекса. На Госгеолкарте-200/2 закартирован под названием «анивский плутонический комплекс».

Массив площадью 45 км² вытянут в меридиональном направлении на 29 км. Восточный контакт тектонический, круто падающий на запад. Западный того же падения (но более пологий) интрузивный контакт осложнен серией взбросо-надвигов и надвигов субмеридионального простирания. Вмещающие породы меловых стратифицированных образований и полимиктовых меланжей ороговикованы. Ширина зоны ороговикования – около 2 км. Зона характеризуется серией полос чередования роговиков и неороговикованных пород. Кровля массива по ряду клавишных взбросов выводится на разную глубину. В восточной части гранитоиды содержат ксенолиты вмещающих пород. Уровень эрозии массива оценен как начальный [Геологическая..., 1974].

В магнитном поле массив выражен неконтрастными знакопеременными аномалиями. В гравитационном поле не выражен.

В отличие от Охотского массива, Южноанивский не обнаруживает зонального строения и является однофазным. Внутренняя структура характеризуется постепенной сменой более крупнозернистых гранитоидов центральной части мелкокристаллическими гранит-порфирами периферических частей. Ширина зоны фациальных изменений варьирует от первых метров до 0,5 км. Экзоконтактовые роговики представлены биотит-кварц-плагиоклазовыми породами. Редко отмечаются биотит-кордиеритовые роговики [Семенов, 1982] и пироксен-тремолитовые метасоматиты по ультрамафитам [Государственная..., 2001].

Преобладающей разностью являются *биотитовые граниты*, участками переходные до биотитовых гранодиоритов с панидиоморфнозернистой, нередко графической, гранитной до пегматоидной и пойкилитовой структурой. Состоят (%) из кварца (35–40), ортоклаза (15–20, редко до 40), плагиоклаза (30–50

или 15–20) [Государственная..., 2001]. Темноцветные минералы представлены биотитом, акцессорные – магнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом.

Дайковая серия представлена гранит-порфирами, аплитами, гранит-пегматитами.

Гранит-порфиры являются более лейкократовыми, чем породы массива, имеют панидиоморфнозернистую и пойкилитовую структуру. Состоят (%) из кварца (40), калинатрового полевого шпата (35), плагиоклаза (15–20), мусковита или биотита (до 5).

Аплиты имеют аплитовидную, редко порфировидную структуру. Состоят (%) из кварца (40–50), альбита (35–40), ортоклаза (до 40) и мусковита (до 10–15).

Пегматиты имеют гигантозернистую пегматитовую структуру, состоят (%) из ортоклаза (до 65), пертитовых вростков кварца (35–50), чешуек слюд (до 2–3).

В северо-западном экзоконтакте массива развиты дайки лейкогранитов, отличающиеся повышенным (до 35–40 %) содержанием щелочного полевого шпата и кварца, обилием пегматоидных и пойкилитовых структур прорастания в калинатровые полевые шпаты кварца и плагиоклаза, отсутствием биотита.

Гранитоиды южноанивского комплекса выделяются повышенной щелочностью при незначительном преобладании калия, повышенными значениями CaO и Al₂O₃. По соотношению щелочей и извести они соответствуют коллизионным гранитоидам S-типа. По распределению Rb, Nb, Y занимают промежуточное положение между коллизионными и островодужными типами гранитоидов [Государственная..., 2001].

Породы пропилитизованы и аргиллизированы по зонам разломов. Вдоль восточного контакта развита 50-метровая зона милонито-брекчий. В экзоконтактах развит широкий спектр метасоматитов от ореолов (до 300–500 м) скарнированных пород до локальных проявлений березитов, пропилитов, зон прожилкового окварцевания и сульфидизации. С березитами связана редко-земельная минерализация, с пропилитами – признаки золото-сульфидно-вкрапленной и ртутной минерализации. В скарнированных породах размещены пункты олово-серебро-полиметаллической, оловянной и медно-цинковой минерализации [Государственная..., 2001].

Породы комплекса отнесены к гранитовой формации.

Радиологические датировки (K-Ar метод по биотиту) гранитоидов массива составляют $34,7 \pm 0,4$ и $40,8 \pm 0,5$ млн лет, на этом основании возраст комплекса условно принят эоцен-олигоценным (прил. 11).

НЕОГЕНОВЫЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

К неогеновым магматическим образованиям отнесены три вулканических комплекса: миоценовые чеховский и анивский и миоцен-плиоценовый монеронский.

Покровные фации комплексов сложены преимущественно гидроэксплозивными и осадочно-гидроэксплозивными образованиями, их описание приведено в гл. «Стратиграфия». Нестратифицированные образования комплек-

сов представлены субвулканическими телами (дайками, силлами, штокообразными телами, лакколитами).

Чеховский и монеронский вулканические комплексы характеризуются магматическими породами основного и среднего составов, приуроченными главным образом к зонам региональных взбросо-сдвигов.

Анивский вулканический комплекс сложен двумя типами пород. Первый представлен кислыми образованиями нормальной щелочности, второй – умереннощелочными основного, реже среднего состава с повышенной титанистостью, что сближает его с монеронским комплексом.

Субвулканические образования чеховского андезибазальтового вулканического комплекса ($\alpha\beta N_1\check{c}h$, $\beta N_1\check{c}h$) развиты главным образом в Южно-Сахалинской СФЗ, в западной части Сахалина от р. Чёрная Речка на севере до р. Кострома на юге, где выделен стратотип для покровной фации (район г. Чехов) и петротипический массив на мысе Яблоновый, представленный долеритами.

В этом районе мощность даек составляет 10–25 м, протяженность – 0,4–3,5 км. Сложены они базальтами, андезитами, реже трахибазальтами, микродиоритами, диорит-порфиритами, монцодиорит-порфиритами. Контакты ровные, приконтактовые изменения незначительны – до 0,5 м [Галушка, 1978ф], выражены в осветлении пород, окварцевании и карбонатизации.

Кроме того, субвулканические образования этого комплекса, преимущественно дайки и силлы, широко развиты в восточной части Сахалина севернее р. Мануй, в восточных отрогах Южно-Камышового хребта и хр. Шренка между реками Фирсовка и Красная.

Небольшие силлы, сложенные долеритами, андезитами, андезибазальтами, имеют мощность 1–15 м. Самое крупное тело (вероятно, лакколит) площадью 1,3 км² слагает гору Спамберг, прорывая отложения холмской свиты. Центральная часть тела выполнена полнокристаллическими микродиоритами и, реже, монцодиоритами, краевые части – диорит-порфиритами. Эндоконтактная зона (0,5–1 м) сложена осветленными андезитами с повышенным количеством вторичных минералов и крупными фенокристаллами до 4 см. Экзоконтактная зона окварцевания составляет 0,4–0,7 м.

Мелкие штоки и лакколитообразные тела (диаметр 200–600 м) андезитов внедрены в отложения невельской свиты в центральной части хр. Мицуля и слагают горы Почтовая, Светлая, Соколина, образуя останцы высотой до 20 м [Галушка, 1978ф]. Контакты с вмещающими отложениями неровные, погружающиеся под магматические тела под углами 30–80°. Приконтактовые изменения (0,2–0,6 м) выражены карбонатизацией и окремнением. В этом же районе в верховьях рек Чистоводная, Сукачева, Ожидаевская, Тиобут вскрываются связанные с ними пространственно и генетически мелкие силлы и дайки андезитов, андезибазальтов мощностью 3–7 м, сопровождающиеся гидроэксплзивными туфами и интрузивными гиалокластитам (пеперитами) среднего состава.

Дайкообразные тела андезибазальтов и оливиновых долеритов прорывают отложения холмской (к югу от р. Долинка) и невельской (р. Нерестовая) свит [Государственная..., 2001].

В восточной части Тонино-Анивского полуострова, к северу от мыса Великан, установлены дайки долеритов, прорывающие раннемезозойские толщи [Государственная..., 2001].

Становление субвулканических тел комплекса происходило в близповерхностных условиях. В магнитном поле тела выражены локальными изометрическими и вытянутыми положительными аномалиями до 150 нТл.

Андезиты характеризуются порфировой и гломеропорфировой структурой с гиалопилитовой и пилотакситовой основной массой. Вкрапленники сложены призматическими кристаллами среднего плагиоклаза (№ 44–46) (20–30 %), часто зональными, клино- и ортопироксеном (до 10 %). Основная масса представлена средним плагиоклазом (№ 35–40) (до 65 %), микролитами пироксенов (5–15 %), стеклом (5–30 %). Отмечаются акцессорные минералы – апатит и рудный минерал. Вторичные минералы – хлорит, карбонат, кварц – развиты по фенокристаллам и основной массе.

Андезибазальты имеют порфировую структуру с интерсертальной структурой основной массы. Фенокристаллы состоят (%) из основного, реже среднего плагиоклаза (20–25), клино- и ортопироксена (15–17). Основная масса сложена (%) средним и основным плагиоклазом (до 75), микролитами пироксенов (10), стеклом (до 5). Акцессорные минералы представлены апатитом и рудным минералом.

Базальты и оливиновые базальты – порфировые породы с интерсертальной и гиалиновой структурой основной массы. Во вкрапленниках основной плагиоклаз (до 30 %), клинопироксен (до 10 %), оливин (до 29 %). Основная масса состоит (%) из средне-основного плагиоклаза (до 50), оливина (до 10), пироксенов (до 5), вулканического стекла (до 20) и рудного минерала (2–5).

Долериты характеризуются порфиroidной и сериально-порфиroidной структурой. Фенокристаллы представлены основным плагиоклазом и авгитом, редко оливином. Основная масса микропуйкилитовой структуры состоит из основного плагиоклаза, авгита и магнетита.

Микродиориты слагают лакколит горы Спамберг и силл р. Чёрная. Это светло-серые и зеленовато-серые, иногда темные полно- и мелкокристаллические породы с однородной массивной текстурой. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз (№ 46–54) (70–75%), часто зональные, sdвойникованные (по альбит-карлсбадскому закону) размером 0,3–0,7 мм, авгит (5–10%), редко гиперстен, ксеноморфный кварц (5–10%), роговая обманка (до 10%), биотит (2–3%), рудный минерал (пирит) (2–5%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, лейкоксеном, магнетитом.

Из вторичных минералов развит хлорит, карбонат, цеолит, халцедон, альбит.

Диорит-порфириты отличаются от диоритов ясно выраженной порфиroidной структурой, где фенокристаллы плагиоклазов и пироксенов находятся в мелкокристаллической основной массе.

Андезибазальты и базальты чеховского комплекса относятся к нормальнощелочным, известково-щелочным породам с пониженной глиноземистостью, повышенными содержаниями TiO_2 (>1), $Fe_{общ}$ и CaO . Умереннощелочные долериты и оливиновые базальты выделяются повышенной магниезиаль-

ностью, известковистостью, умеренными содержаниями TiO_2 , низкой степенью окисленности железа. Микродиориты, монцодиориты, слагающие массив Спамберга, дайки и силлы р. Запад. Баклановка относятся к высококальциевой серии. По содержаниям литофильных элементов с высокозарядными ионами (Zr, Nb, Y, Ti) породы комплекса сходны с низкокальциевыми толеитами и базальтами океанических хребтов [Государственная..., 2001]. Породы комплекса отнесены к андезит-базальтовой формации. Умереннощелочные образования Тонино-Анивского полуострова ближе к породам базальт-долеритовой формации.

Раннемиоценовый возраст чеховского комплекса определен на основании определения радиологического возраста (К-Аг метод по валу) андезитов (обр. S-75a) $21,42 \pm 0,71$ млн лет и (обр. S-75b) $21,06 \pm 0,70$ млн лет [Takeuchi, 1997] и базальтов (обр. S-11) $16,9 \pm 0,4$ млн лет [Okamura, 1998], (обр. сx-02-332) $18,3 \pm 0,8$ млн лет в районе г. Чехов, а также, по палеонтологическим данным, полученным для покровной фации вулканического комплекса. К-Аг анализ, выполненный для чеховского комплекса в рамках работы по объекту (лаборатория СВКНИИ ДВО РАН) показали более древние датировки – от эоцена до раннего миоцена (прил. 11).

Субвулканические образования анивского дацитового вулканического комплекса (ζN_{1an} , αN_{1an}), представленные штокообразными телами и силлами риодацитов, дацитов, дациандезитов, дайками дацитов, андезитов, локализованы на юге п-ова Крильонский и на севере площади листа в районе мыса Муловского.

На п-ове Крильонский они прорывают комагматичные им вулканогенные образования анивской свиты (кислые гидроэксплозивные туфы и туффиты и вулканогенно-осадочные образования), поздне меловые быковскую и красноярковскую свиты [Семенов, 1975; Воронин, 1987ф; Государственная..., 2001]. В этом же районе к анивскому вулканическому комплексу условно отнесены дайки и силлы среднего и основного составов, прорывающие отложения анивской и маруямской свит, сходные по петрохимическому составу и по возрасту с образованиями монеронского вулканического комплекса.

Контакты субвулканических тел анивского комплекса с меловыми образованиями рвущие, с породами анивской свиты постепенные, через гиалокластиты и гиалокластитовые брекчии [Семенов, 1975]. Внутреннее строение тел однородное, внутри тел в эндоконтактной части встречаются линзы гиалокластитов (пеперитов).

На мысе Муловского и в районе горы Хмелевка силл риодацитов прорывает породы верхнемеловой быковской свиты и породы холмской свиты, мощность силла – более 50 м. Контакты с вмещающими породами согласные, эндоконтактные части сложены вулканическим стеклом.

Штокообразные тела гор Круглая, Суворовская, Лосиная, Берёзка, Щорса, Сторожевая, мыса Кузнецова, имеющие в плане овальную форму (диаметром до 1,5 км), сложены дацитами, риодацитами, риолитами и дациандезитами. Контакты тел рвущие, крутые ($60-80^\circ$). Вмещающие породы в зоне контакта (до 2 м) обычно осветлены, орогиовикованы [Воронин, 1987ф]. На мысе Кузнецова отмечается куполовидная форма верхнего контакта тела дацитов с радиально столбчатой отдельностью.

Дайки и силлы основного и среднего составов тяготеют к зонам Центрально-Сахалинского и Западно-Сахалинского разломов. В районе мыса Канабеева крупная дайка среднего состава прорывает верхнемеловые и неогеновые отложения. Мощность изменяется от 0,5 до 150 м, протяженность – до 4 км. Краевые части дайки сложены андезибазальтами с характерной «паленообразной» столбчатой отдельностью. Контактные изменения (1,5–10 м) выражены окремнением и карбонатизацией. Силлы, сложенные андезитами и андезибазальтами и развитые южнее широты мыса Кузнецова, обычно имеют мощность 10–15 м, редко до 70 м. Для них характерна столбчатая или плитчатая отдельность [Воронин, 1987ф].

Силлы и дайки на юге п-ова Крильонский южнее р. Атласовка, в районе р. Пекарня и мыса Крильон нередко сложены трахиандезибазальтами и трахиандезитами, переходящими в интрузивные гиалокластиты (пепериты) трахибазальтов (мыса Крильон). Центральные части тела сложены субщелочными лейкодолеритами афировой структуры с офитовой структурой основной массы. Тело прорывает породы маруямской свиты.

Риодациты и дациты афировые, реже порфиоровые – породы с фельзитовой структурой основной массы, нередко флюидальные. Вкрапленники представлены кислосредним и средним плагиоклазом, кварцем, биотитом, редко калиевым полевым шпатом. Основная масса сложена средним плагиоклазом (до 60–65%), кварцем (10–25%), биотитом (до 10%), вулканическим стеклом (до 10 %) [Государственная..., 2001].

Риолиты – светлые афировые породы с флюидальной фельзитовой структурой основной массы. Состоят из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата [Государственная..., 2001].

Дациандезиты – светлые порфиоровые породы с пилотакситовой и фельзитовой структурой основной массы. В порфиоровых выделениях (5–15%) плагиоклаз (60–100 % объема вкрапленников) с каемкой санидина, калинатровый полевой шпат (0–30 %), моноклинный пироксен (0–20 %) [Воронин, 1987ф].

Андезиты и андезибазальты обладают порфиоровой структурой с гиалопилитовой, пилотакситовой и участками интерсертальной структурой основной массы. Фенокристаллы сложены (%) средним и основным плагиоклазом (10–30), клинопироксеном (15–40), ортопироксеном (бронзит, гиперстен), роговой обманкой (5–25). Основная масса состоит (%) из лейст плагиоклаза (до 60), мелких зерен клинопироксена (до 20), ромбического пироксена (до 10), вулканического стекла (до 20), рудного минерала (до 5–10). Акцессорные – апатит, гематит, магнетит [Воронин, 1987ф; Государственная..., 2001].

Трахиандезибазальты и трахиандезиты – порфиоровые породы. Макроскопически они неотличимы от долеритов и базальтов нормальнощелочного ряда и диагностируются по петрохимическим компонентам или под микроскопом, отличаясь наличием калиево-натриевого и калиевого шпата (до 15 %) вокруг порфиоровых выделений плагиоклаза и в составе основной массы [Воронин, 1987ф].

Кислые породы комплекса по петрогенным элементам относятся главным образом к известково-щелочной серии умеренно-калиевых пород. Отдельные образцы, которые попадают на TAS-диаграмме в область высококалиевых

пород, где калий преобладает над натрием (гора Хмелевка, р. Сонька, мыс Виндис) претерпели гидротермальные изменения с привнесом калия.

По содержанию и характеру распределения редкоземельных элементов кислые породы анивского комплекса занимают промежуточное положение между верхнекоровыми образованиями и континентальной корой в целом. Геохимические особенности (пониженные содержания TiO_2 (0,2–0,9 %), пологие спектры распределения РЗЭ на спайдер-диаграмме, повышенные содержания Ba, Sr, дефицит Ta, Nb (но повышенные содержания Zr, Hf), а также соотношение Zr/Y характеризуют их как внутриплитные образования. Их формирование, по-видимому, проходило в обстановке локального притранспрессионного спрединга, в пулл-апартовых зонах.

Породы среднего и основного составов характеризуются повышенными значениями окиси титана (0,85–2,05 %). По распределению петрогенных и малых элементов трахибазальты и трахидолериты анивского комплекса близки к базальтам монеронского вулканического комплекса и сходны с базальтоидами щелочно-базальтовых серий континентальных рифтовых зон. По соотношению щелочей породы комплекса отличаются от субщелочных базальтов япономорского рифта и близки к субщелочным базальтам подводных хребтов и зон внутриплитного вулканизма [Государственная..., 2001].

Гидротермальные и метасоматические изменения представлены рассеянной сульфидной вкрапленностью, прожилково-штокверковыми и жильными колчеданными и кварц-карбонатными образованиями, сопровождающимися пунктами полиметаллической золото-серебросодержащей минерализации.

Для риолитов и дацитов анивского комплекса получены миоценовые U-Pb SHRIMP-II датировки по цирконам: $19,50 \pm 0,32$; $19,75 \pm 0,4$; $13,5 \pm 0,2$ млн лет, которые приблизительно соответствуют K-Ar датировкам трех валовых проб трахиандезитов с одинаковым значением 15 ± 1 млн лет.

Учитывая факт прорывания умереннощелочными базальтоидами палеонтологически охарактеризованных пород маруямской свиты, возраст их формирования сопоставим с возрастом пород монеронского вулканического комплекса. Не исключено, что средне-основные породы, относимые в рамках этой работы к анивскому комплексу, могут принадлежать к монеронскому вулканическому комплексу.

Возраст анивского вулканического комплекса принят на основании приведенных выше данных как средний–поздний миоцен (прил. 11).

Субвулканические образования монеронского базальтового комплекса ($\beta N_{1-2} m n$) развиты только в пределах о. Монерон. Представлены они дайками, силлами и штокообразными телами базальтов, долеритов, реже андезибазальтов. Дайки группируются в серии от 10 до 25 на инт. 300–350 м [Ерохов, 1971; Жилияков, 1969ф]. Протяженность даек не превышает 0,5 км при мощности от 1 до 20 м. Располагаются они преимущественно субширотно. Зона экзоконтактового воздействия не превышает 0,2 м и выражена брекчированием, нередко сульфидизацией и окварцеванием.

Ранее многими предшественниками силлы и интрузивные гиадокластиты (пепериты) базальтов ошибочно принимались за лавовые потоки [Куделькин, 1981; Жилияков, 1969ф; Государственная..., 2001].

Штокообразные тела формируют группы мелких островов, полуостровов (в том числе бух. Чупрова) и кеккуров в прибрежной части острова. Диаметр их обычно первые сотни метров. Сложены в основном базальтами и долеритами. Для них характерна радиальная столбчатая отдельность (рис. 21). Характер контактовых изменений аналогичен экзоконтактовым зонам даек.



Рис. 21. Субвулканические образования базальтов монеронского комплекса со столбчатой отдельностью (о. Монерон).

Базальты характеризуются порфировой структурой с интерсертальной структурой основной массы. Порфировые выделения представлены основным плагиоклазом (20–25%), клинопироксеном и оливином (1–5%). Плагиоклазы серицитизированы и карбонатизированы.

Долериты отличаются от базальтов долеритовой структурой основной массы и отсутствием вулканического стекла.

По петрохимическим характеристикам, породы комплекса характеризуются нормальной щелочностью (изредка умеренной), умереннокалиевым составом (известково-щелочная серия), преобладанием натрия над калием, высокоглиноземистостью, повышенной титанистостью (0,8–1,36 %). Породы комплекса характеризуются повышенными содержаниями Ba, P, Sr, K, La, Rb и Th и пониженными содержаниями Ti, Cr, Y, Yb, Hf, Ta.

Базальты комплекса на тройной дискриминантной диаграмме Zr – Ti/100 – Yx3 попадают в область IAT (толеиты островных дуг) и САВ (известково-щелочные базальты островных дуг).

Радиологический возраст (K-Ar метод) долеритов и базальтов составляет $12,9 \pm 1$ (обр. 208), $12,4 \pm 0,4$ (обр.106), $12,1 \pm 0,7$ (обр. 100), $9,0 \pm 0,4$ (обр. 103)

млн лет [прил. 11; БД]. Предыдущими исследователями радиологический возраст сильно занижался до эоцена [Куделькин, 1981]. Возраст комплекса – средний миоцен – ранний плиоцен на основании радиологических датировок и палеонтологических данных, полученных по остаткам диатомей и моллюсков из покровной фации комплекса.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Основной объем метаморфических образований на площади листа представлен в Хоккайдо-Сахалинской СФО. На территории Сихотэ-Алинской СФО некоторое распространение получили динамометаморфизованные породы без перекристаллизации и минеральных новообразований, связанные с узкими зонами тектонических нарушений, в которых проявляются бластомилонитовые структуры с частичным рассланцеванием и перекристаллизацией, но с сохранением первичной слоистости и реликтовых структур.

На островной части листа метаморфические образования, объединенные в сусунайский полифациальный метаморфический комплекс, обнажены на дневной поверхности в пределах Сусунайского блокового складчато-надвигового поднятия.

Сусунайский полифациальный метаморфический комплекс представлен динамо-метаморфическими образованиями, утратившими полностью или в значительной степени черты протолита. Комплекс локализован в пределах Сусунайского хребта в Сусунайской СФЗ.

Метаморфизованные образования Сусунайского хребта были впервые объединены в сусунайскую серию Я. Е. Павлющенко в 1950 г., который условно отнес ее к протерозою–палеозою. Исследования А. Е. Рихтера (1982–1986) обнаружили среди метаморфизованных вулканогенно-кремнистых образований микрофауну триаса и раннего мела, а также многочисленные остатки радиолярий (насселярий), указывающих на мезозойский возраст пород. В метаморфизованных кремнисто-терригенных образованиях обнаружены рассланцованные карбонатные конкреции с радиоляриями позднего мела.

Авторами ГК-1000/2 листа L-54, 55 (Ротман, 1995) на основании палеонтологических данных сусунайская серия была выделена как мезозойская, включающая в себя разновозрастные и генетически разнородные образования полиметаморфической природы, разделенные на две толщи: нижнюю (MZ_{1ss}) и верхнюю (MZ_{2ss}).

На ГК-200/2 (Государственная..., 2001) основной объем метаморфических образований Сусунайской СФЗ выделен в красносельскую метаморфическую серию, датированную поздним мелом. В составе серии по минеральным парагенезисам и породным ассоциациям выделялись три метаформации: черно-, зелено- и голубосланцевая, позднемеловой возраст которых обосновывался К-Аг датировками сланцев голубосланцевой метаформации и альб-сеноманскими спорово-пыльцевыми комплексами и радиоляриями раннего мела.

Авторами данной работы сусунайский комплекс расчленен по структурно-вещественным особенностям на три метаморфических подкомплекса: черно-, зелено- и голубосланцевый. Границы метаморфических подкомплексов имеют субмеридиональное простирание, осложненное северо-западными зонами вторичного рассланцевания и разломами северо-восточного простирания [Жаров, 2004].

Породы метаморфического комплекса имеют разноориентированную мелко изоклинально-складчатую структуру. Для них характерно наличие ранних высокобарических минералов (Na-амфиболы группы рибекита–глаукофана, Na-пироксены, лавсонит, арагонит, стильпномелан, фенгит) и широкое развитие зеленосланцевой минеральной ассоциации, образовавшейся при динамо-метаморфическом диафторезе.

Черносланцевый подкомплекс (msK_2-P_1ss) развит в центральной и северной частях Сусунайского хребта. Закартирован при создании Госгеолкарты-200/1, Госгеолкарты-200/2 и ГСР-50 в составе черносланцевой метаформации красносельской метаморфической серии, шуйской толщи, бахуринской и лангерийской свит [Государственная..., 2001; Евсеев, 1975ф; Семенов, 1970]. Представляет собой тектонизированный протолит, динамо-метаморфизованный до зеленосланцевой и лавсонит-глаукофановой фаций. Наибольшим распространением в подкомплексе пользуются черные и серые сложноплойчатые слюдисто-альбит-кварцевые сланцы и слюдястые бластотектониты. Комплекс насыщен линзовидными будинированными телами хлоритовых и гематитовых филлитов, филлито-песчаников, парасланцев, кварцитов, известково-кремнистых сланцев, метабазальтов, метадолеритов, редкими линзами мраморов протяженностью от 1 до 700 м [Государственная..., 2001]. В породах подкомплекса (реки Чусовая, Лиговка, Жуковка) фиксируются полосы, насыщенные системами альпийских кварцевых жил и прожилков. Кварциты в подкомплексе представлены серыми слюдястыми и пестрыми гематитсодержащими разностями. Среди ортосланцев преобладают зеленые пумпеллиит-эпидот-актинолитовые разности с реликтовыми бластопорфировыми выделениями крупнозернистого эпидота, Na-пироксена, игольчатого Na-амфибола (кроссит–рибекит). Реже отмечаются лавсонитсодержащие сланцы (р. Чилик). Диафторитовые минеральные ассоциации представлены микромилонитовыми углеродисто-серицит-хлоритовыми обособлениями в черных сланцах и циозит-хлорит-актинолит-стильпномелановым агрегатом в зеленых сланцах [Государственная..., 2001].

Зеленосланцевый подкомплекс (asK_2-P_1ss) развит в северной, восточной и юго-западной частях Сусунайского хребта. При создании комплектов Госгеолкарта-200/1, Госгеолкарта-200/2 и ГСР-50 этот подкомплекс включался в состав зеленосланцевой формации красносельской метаморфической серии, онежской, жуковской и анненской толщ [Государственная..., 2001], симинской, синявинской и дербышевской свит [Евсеев, 1975ф; Семенов, 1970]. Сложен подкомплекс зелеными сланцами (разнообразного минерального состава) и подчиненным количеством кварцитовидных и хлоритовых парасланцев, кварцитов, редко метасилицитов, метабазальтов, метадолеритов, метагабброидов.

Контакты с породами черносланцевого подкомплекса выражены зонами развальцевания черных сланцев, интенсивного будинажа ортосланцев и взаимным проникновением их друг в друга [Жаров, 2004]. Отмечаются обособленные тектонические пластины и линзы, представленные породами зеленосланцевого подкомплекса, в матриксе черносланцевого подкомплекса (р. Сокол). Аналогичный характер имеют контакты зелено- и голубосланцевого подкомплексов, с проявлением интенсивного динамо-метаморфизма, образованием бластотектонитов и наличием высокобарических минералов [Государственная..., 2001].

В южной части Сусунайского хребта (междуречье Луга–Мга, пик Чехова) подкомплекс представлен кварцитами, гематитистыми кварцитами, кварцитовидными и плейчатými сланцами, а в северо-восточной части хребта он сложен ортосланцами с линзами пестрых хлорит-гематитовых сланцев. Обычно ортосланцы имеют хлорит-пумпеллиит-актинолит-эпидотовый состав с фрагментами эпидот-роговообманковой или пироксен-эпидот-амфиболовой минеральными ассоциациями. В верховьях рек Буря, Луга, Лиговка в ортосланцах отмечается лавсонит.

Голубосланцевый подкомплекс (glK₂-P₁ss) вскрыт в западной и южной частях Сусунайского хребта. Закартирован при издании Госгеолкарты-200/2 и ГСР-50 в составе красносельской (голубосланцевая метаформация) и сокольской метаморфических серий [Государственная..., 2001]. Представлен интенсивно дислоцированными сланцами, которые формируют узколинейные полосы. Породы подкомплекса имеют линзовидно-чешуйчатое строение с широким развитием изоклинальных и сорванных по крыльям складок. Для метаморфических образований характерно чередование гематитовых, хлоритовых и серицитовых разностей и высокое содержание, как и в других подкомплексах, высокобарических минералов (Na-амфиболы, Na-пироксены, реже лавсонит и др.). Отличительными особенностями подкомплекса являются присутствие в нем голубовато-серых ортосланцев, его пестроцветный облик, за счет интенсивной петрографической изменчивости и его насыщенность протрузиями серпентинитов и тальцитов, которые приурочены к зонам синметаморфических разломов [Жаров, 2004].

Породы, слагающие подкомплекс, представлены различными типами ортосланцев, кварцитов, черных и зеленых парасланцев, амфиболитов, амфиболовых сланцев. Среди них преобладают вишнево-бурые хлорит-гематит-пумпеллиит-эпидотовые и зеленые пумпеллиит-стильпномелан-актинолитовые ортосланцы, содержащие винчит, Na-амфиболы группы кроссита-магнезиорибекита и реликты сегрегаций пироксен-эпидот-амфибол-кварцевого состава с призматически-зернистыми выделениями лавсонита. Из парасланцев преобладают серицит-хлорит-альбитовые и гематит-пумпеллиит-эпидот-кварцевые разности. В полях их развития на реках Колка и Косиха выявлены линзовидные тела гематитистых кварцитов и красноцветных марганцовистых мраморов. В гематит-стильпномелан-пумпеллиитовых с глаукофаном и кросситом сланцах по р. Знаменка отмечены линзы пестрых кварцитов, мраморов, гематитизированных метабазальтов, амфиболитов и эпидот-роговообманковых сланцев. В верховьях р. Излучная подкомплекс сложен линзовидно-чешуйчатыми пакетами зеленых и бурых кросситсодержащих хлорит-

гематитовых и стильпномелановых сланцев и бластотектонитов с линзами слюдистых и гематитистых кварцитов, кремнистых мраморов, серпентинитов и ортосланцев. В юго-западной части Сусунайского хребта зеленые и вишне-вые орто- и парасланцы чередуются с линзовидно-сланцеватыми и мелкоплотчатыми слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами и бластотектонитами. По р. Буря породы подкомплекса насыщены кварцитовидными гематит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами и будинированными альбит-кварцевыми жилами [Государственная..., 2001].

В верховьях рек Буй–Сокол, Знаменка–Комиссаровка и районе гор Майорская и Покровская подкомплекс представлен амфиболовыми сланцами, телами амфиболитов и гранатовых амфиболитов. В долине р. Сокол в гранатовых амфиболитах развиты кварц-гранат-пироксеновые метасоматиты, ранее описанные как эклогитоподобные породы [Егоров, 1969; Семенов, 1982].

Амфиболы в голубосланцевом комплексе представлены магнезиорибекитом, железистым кросситом и субглаукофаном (винчитом), редко глаукофаном. Для двух других подкомплексов более типичны субглаукофан, На-актинолит, кроссит. Отмеченное обрастание и замещение кроссита, магнезиорибекита и глаукофана Na-актинолитом, стильпномеланом и обычным актинолитом вызвано этапом диафоритового динамометаморфизма. Присутствие в ткани сланцев реликтов с лавсонитом и Na-пироксеном указывает на многоэтапные преобразования пород [Государственная..., 2001].

Ортосланцы сусунайского метаморфического комплекса представлены зелеными тонко-мелкозернистыми хлорит-пумпеллиит-актинолит-эпидотовыми и пумпеллиит-стильпномелан-актинолитовыми сланцами с гранулированными реликтами мелко-среднезернистых эпидот-роговообманковых либо пироксен-эпидот-амфиболовых сегрегаций. Менее распространены вишнево-бурые хлорит-гематит-пумпеллиит-эпидотовые ортосланцы. Эти минералогические разности образуют с лепидо-гранобластовым хлорит-серицит-альбит-кварцевым агрегатом линзовидно-полосчатую, параллельно-полосчатую и полосчатую текстуры. Пироксены в ортосланцах принадлежат к авгит-титан-авгит-эгрин-авгит-жадеитовому ряду. В ортосланцах отмечается обрастание пироксенов амфиболами кроссит-рибекитового ряда в парагенезисе с железистыми пумпеллиитом и хлоритом. Роговая обманка замещается Na-амфиболами либо сосюрит-хлорит-стильпномелановым агрегатом. Лавсонит находится в катаклазированных или вторично рассланцованных агрегатах, развитых по порфиробластам пироксен-эпидот-кварцевого состава [Жаров, 2004].

Зеленые сланцы сусунайского комплекса сложены хлорит-пумпеллиит-цоизитовым, пумпеллиит-актинолитовым и серицит-хлорит-эпидотовым агрегатом, который обрастает и корродирует ранние минеральные парагенезисы. Микромилонитовые швы и плоскости вторичной сланцеватости в зеленых сланцах обычно выполнены сфен-серицит-стильпномелан-актинолитовым или сфен-гематит-хлоритовым агрегатом [Жаров, 2004].

Голубые сланцы комплекса характеризуются чередованием хлорит-пумпеллиит-актинолитовых и серицит-альбит-кварцевых сегрегаций с формированием линзовидно-полосчатой и параллельно-полосчатой текстуры. Вдоль директивных швов ранней сланцеватости развиты сноповидные и

игольчато-чешуйчатые агрегаты голубых субглаукофана (Na-содержащий актинолит или винчит), магнезиорибекита и, редко, глаукофана. Микромилонитовые швы и плоскости вторичной сланцеватости обычно выполнены тонкочешуйчатым серецит-стильпномелан-актинолитовым агрегатом [Жаров, 2004].

Среди кварцитов преобладают полимиктовые слюдистые, гематитистые, марганцовистые, реже известковистые разновидности.

Эпидот-амфиболовые сланцы сложены линзовидно-полосчатыми скоплениями сине-зеленой роговой обманки и рассеянного в массе эпидот-альбит-кварцевого агрегата. Роговая обманка обрастает каймой Na-амфиболов глаукофанового ряда, эпидот замещается тонкозернистым агрегатом лотритцоизита, титаномагнетит-сфена и лейкоксена [Государственная..., 2001].

Амфиболиты состоят из нематогранобластового агрегата сине-зеленой роговой обманки, с агрегатом эпидота, граната, крупных выделений титаномагнетита.

Метагабброиды и metabазальты имеют реликтовую бластопорфировую структуру, содержат раздробленные кристаллы авгита и титан-авгита, по которым развиты актинолит и Na-амфиболы группы кроссита-магнезиорибекита. Основная масса замещена тонкозернистым агрегатом сосюрита-эпидота-хлорита-актинолита с ксеноморфными выделениями пумпеллиита [Государственная..., 2001].

Эклогитоподобные метасоматиты состоят из пироксена (от диопсида-геденбергита до омфацита), граната (андрадит-альмандина), крупнозернистого кварц-альбитового агрегата, рассеянных кристаллов сфена и амфибола (глаукофансодержащего актинолита), развитых по пироксену, и карбонатов.

Породы сусунайского метаморфического комплекса, судя по минеральным парагенезисам, формировались в глаукофансланцевой и лавсонит-глаукофансланцевой фациях высокобарического динамо-метаморфизма с последующим наложением низкобарического динамо-метаморфизма зеленосланцевой фации. По формационным признакам они принадлежат к глаукофан-зеленосланцевой формации [Государственная..., 2001].

Петрохимические особенности пород всех трех подкомплексов довольно близки [Государственная..., 2001]. Общими чертами ортосланцев и metabазитов сусунайского комплекса являются недосыщенность пород кремнеземом, умеренная и повышенная железистость и магнезиальность. Исходными породами комплекса являлись вулканы толеитовой, субщелочной и щелочно-базальтовой серий [Гранник, 1986]. Все ортосланцы сусунайского комплекса характеризуются повышенными содержаниями Na_2O и CaO , что, по видимому, связано с развитием альбитизации, Na и Na-Ca амфиболов и пироксенов. Параметры щелочности выше в ортосланцах голубосланцевого подкомплекса. Повышенная железистость характерна для разновидностей, обогащенных Fe-пумпеллиитами, стильпномеланом и кросситом, а также содержащих магнетит-эпидот-пироксеновые порфиробласты. Для большинства ортосланцев голубосланцевого подкомплекса типична высокая окисленность железа, что напрямую связано с гематитизацией и развитием позднего стильпномелана [Государственная..., 2001]. Ортосланцы зелено- и черносланцевого подкомплекса характеризуются низкой окисленностью железа, повышен-

ной магнезиальностью и умеренным содержанием TiO_2 . По распределению лито- и сидерофильных элементов ортосланцы комплекса соответствуют базальтоидам океанических обстановок. Соотношение крупноионных высокозарядных литофилов (Ti, Zr, Y, Sr) делит их на две группы: внутриплитные базальты и базальты срединно-океанических хребтов с низкокалиевыми толеитами [Государственная..., 2001].

Для амфиболитов сусунайского комплекса характерны умеренно и высокотитанистые разности, среди которых выделяются высокомагнезиальные, низкощелочные, натриевые. Преобладают высокотитанистые, умеренно-высокомагнезиальные, умереннощелочные с натриевой специализацией разности. По соотношению окислов и некогерентных литофильных элементов они отвечают базитам внутриокеанических островов из зон спрединга и трансформных разломов [Государственная..., 2001]. Высокожелезистые, магнезиальные, низкощелочные амфиболиты соответствуют базальтам СОХ.

С породами сусунайского метаморфического комплекса пространственно связаны многочисленные признаки металлических полезных ископаемых. В ортосланцах черносланцевого и зеленосланцевого подкомплексов локализованы тела серных и медных золото-серебросодержащих колчеданов. С гематитистыми и марганцовистыми кварцитами голубосланцевого подкомплекса связана метаморфогенная марганцевая минерализация и проявления родонита. Породы комплекса благоприятны для локализации ртутной минерализации в зонах постметаморфических взбросов и надвигов северо-восточного простирания. К разломам субширотного (запад-северо-западного) простирания в бассейнах рек Жуковка, Лиговка, Колка, Вознесенка, Хохловка, Чилик приурочены зоны окварцевания и пиритизации, с которыми пространственно связаны высококонтрастные шлиховые ореолы шеелита, шлиховые и геохимические потоки золота. Ортосланцы, кварциты и амфиболиты зеленосланцевого и голубосланцевого подкомплексов могут быть использованы в качестве строительных материалов. Амфиболиты содержат пункты минерализации хризотил-асбеста, а к их корам выветривания приурочены проявления пигментных красителей [Государственная..., 2001].

В Сусунайской долине к западу (в скв. 5 Долинской площади (№ 15, ГК) и к юго-западу (в скважинах на Соловьевской (№ 3, ГК) и Песчанской площадях) от Сусунайского хребта на глубинах 1000–2500 м вскрыты породы сусунайского метаморфического комплекса [Жиляков, 1972ф; Воронин, 2012ф]. Представлены они чередованием зеленых серицит-хлорит-актинолитовых и серых слюдисто-альбит-кварцевых сланцев, содержащих маломощные (2–5 м) тела слюдистых и гематитистых кварцитов, эпидот-актинолитовых и альбит-хлорит-эпидот-роговообманковых ортосланцев [Государственная..., 2001].

Для рибекитовых и глаукофановых сланцев голубосланцевого подкомплекса установлены радиологические возрасты 59, 61, 64, 67, 68, 77, 85 млн лет (K-Ag метод) [Жаров, 2004]. Из черных слюдисто-кварцевых сланцев черносланцевого подкомплекса выделены палинологические спектры апта-турона и радиоляррии раннего мела [Рихтер, 1986; Жаров, 2004]. Радиологический возраст амфиболитов, эклогитоподобных метасоматитов, метабазальтов голубосланцевого подкомплекса (реки Комиссаровка, Сокол)

определен 91, 133, 135, 177, 178 и 206 млн лет (К-Аг метод по валу) [Добрецов, 1974; Жаров, 2004].

Возраст метаморфических образований сусунайского полифациального комплекса уточнен U-Pb SHRIMP датированием цирконов из кварц-хлоритовых, глаукофан-хлоритовых, эпидот-кроссит-рибекитовых и филлитовых сланцев, для которых получено несколько конкордантных кластеров дат (прил. 11). Цирконы самой молодой и преобладающей по количеству популяции показали конкордантные сеноман-маастрихтские даты $83,1 \pm 1,0$; $82,5 \pm 1,3$; $67,6 \pm 0,4$ млн лет. В единичных зернах цирконов сусунайского комплекса обнаружены юрские и триасовые даты $152,5 \pm 2,4$; $241,4 \pm 3,6$ млн лет, которые могут свидетельствовать о возрасте протолита сусунайского метаморфического комплекса. Триасовые и юрские даты коррелируются с возрастом вулканогенно-осадочных и магматических образований Тонино-Анивского аккреционного блока.

Полученные данные позволяют сделать вывод, что процессу многостадийного поздне мелового-палеоценового динамо-метаморфического преобразования подвергались в основном юрско-триасовые вулканогенно-осадочные и магматические породы. Поздне меловой-палеоценовый возраст сусунайского полифациального метаморфического комплекса соответствует времени формирования метаморфического комплекса соседнего с севера листа М-54.

Метаморфические породы сусунайского метаморфического комплекса расслоены зонами метаморфизованного тектонического меланжа палеоценового возраста (на Госгеолкарте-200/2 закартированного, как симинский тектоногенный комплекс).

Метаморфизованный меланж тектонический выделяется в виде протяженных узколинейных пластин и чешуй в Восточно-Сахалинской и Восточной СФЗ. Подразделяется на два типа: полимиктовый и серпентинитовый.

Полимиктовый меланж (mP_{1-2}) характеризуется полимиктовым составом, сложен черными и зеленовато-серыми филлитовидными сланцами, филлитами, филлитопесчаниками, с характерным линзовидно-чешуйчатым строением и мелкими многочисленными блоками и линзами пород сусунайского метаморфического комплекса. Породы меланжа преобразованы мусковит-хлоритовой и актинолит-эпидотовой субфациями зеленосланцевой фации метаморфизма. Актинолит-эпидотовые новообразования характерны для шовных зон пластического течения и фронтальных частей крупных тектонических пластин. Пластины, как правило, имеют пологое северо-восточное или северное падение. В южной части Сусунайского хребта породы меланжа формируют зону северо-восточного простираения, круто падающую на северо-запад. Особенности внутреннего строения меланжа позволяют считать его сформированным вследствие палеоценового динамо-метаморфизма мезозойского протолита.

Филлитовидные сланцы и филлиты матрикса имеют нередко бластопсаммитовую структуру и состоят из хлорита, серицита, кварца, альбита. В зонах вязких разломов вдоль микромилонитовых швов в них развиты углеродистое вещество, цоизит, стилипномелан, гематит. Тектонические линзы и блоки представлены также в различной степени метаморфизованными метабазальтами, яшмами, псаммитовыми микститами, зелеными парасланцами и квар-

цитами. Подчиненное значение имеют зеленые и пестрые ортосланцы, мраморы. В нижнем течении р. Жуковка и к северу от нее в динамосланцах установлены линзы серпентинитов [Жаров, 2000ф].

Серпентинитовый меланж (mP_{1-2}) фиксируется в виде полос в пределах Тонино-Анивского полуострова. Сложен он серпентинитами (талъкитами, серпентинитовыми сланцами, хризотил-серпентиновыми породами) и мелкими линзовидными телами, преимущественно амфиболитов, реже ортосланцев, кварцитов, мраморов, включенных в серпентинитовый матрикс. Серпентиниты имеют платиновую специализацию (минералы группы платина-палладий), к ним приурочены пункты минерализации никеля, талька, проявлений поделочных камней (змеевик) [Государственная..., 2001].

Рениево-осмиевый изохронный анализ пиритов из сульфидизированных песчаников из зоны полимиктового меланжа, пиритовая пропитка которых могла произойти в результате циркуляции гидротермальных растворов в период тектонического события, показал возраст 98 ± 44 млн лет, что дает лишь ориентировочное представление о возрасте тектогенеза, учитывая большую погрешность. Инициальные отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,144 \pm 0,040$ свидетельствуют о глубинных источниках вещества.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Контактные роговики и ороговикованные породы, связанные с внедрением меловых и палеогеновых интрузий, образуют вокруг тел ореолы различной ширины, в зависимости от размеров, состава интрузии, угла погружения контактов и характера поведения нескрытой эрозией кровли плутонов. В обрамлении наиболее крупных гранитоидных массивов – Кипрейного, Каракты, Венюковского, Бобковского и др. ширина зон контакто измененных пород достигает 4 км. По периферии небольших гранитоидных тел, крупных даек и субвулканических интрузий ширина ореолов ороговикования не превышает 1 км. Причем в породах, вмещающих интрузивные тела основного состава, ороговикование проявлено наименее слабо, зональность изменений вмещающих пород выражена плохо или незаметна совсем. Термальное воздействие интрузивов на вмещающие вулканические покровной и субвулканической фаций проявлено гораздо слабее, чем в осадочных породах и редко превышает 500 м. В них образуются роговики преимущественно биотит-полевошпат-кварцевые по составу с примесью амфибола, мусковита и хлорита. В экзоконтактах интрузий преимущественно кислого состава в зоне шириной 150–400 м породы рамы массива превращены в биотит-кварц-полевошпатовые по песчаникам, кордиерит-кварц-биотитовые по алевролитам, узловатые кордиеритовые по аржиллитам и мусковит-кварц-альбитовые по риолитам роговики.

Роговики – серые, темно-серые до черных с явным фиолетовым оттенком породы, плотные, сливные, часто с полосчатой или пятнистой текстурой. Для биотит-кварц-полевошпатовых роговиков характерна мозаичная структура с рассеянными по массе отдельными листочками или скоплениями биотита. Кордиерит-кварц-биотитовые роговики имеют порфиробластовую структуру и массивную или полосчатую текстуру. Порфиробластами является значи-

тельное количество мелких кристаллов и небольших скоплений кордиерита в кварц-биотитовой микрогранолепидобластовой основной массе. Кордиерит, почти полностью замещенный пелитом и серицитом, имеет характерное секториальное строение. По мере удаления от контакта появляются пятнистые и узловатые роговики, характеризующиеся пятнистой текстурой и бластоалевропелитовой структурой. Образующиеся стяжения (25–35 % объема породы) в виде изометричных пятен, обусловлены концентрацией пелитовых глинистых частиц.

Для роговикиков по эффузивным и субвулканическим породам характерна полная перекристаллизация основной массы с замещением ее хлоритом, цеолитами и карбонатами в основных вулканитах и кварц-полевошпатово-слюдистым агрегатом в вулканитах среднего и кислого составов. Порфиновые выделения приобретают нечеткие очертания. Темноцветные минералы во вкрапленниках полностью замещаются агрегатами хлорита, кальцита, цеолитов, а основные плакиоклазы – серицитом, альбитом, пренитом, соссюритом и цеолитами. Риолиты в экзоконтактах гранитоидных интрузий превращены в мусковит-кварц-альбитовые роговики с лепидогранобластовой структурой, иногда с единичными реликтовыми вкрапленниками альбита, калишпата и кварца. Во внешней зоне ореолов ороговикования развиты в основном серые и светло-серые кварцевые роговики, постепенно переходящие в неизменные породы.

Гидротермально измененные породы в материковой части листа представлены метасоматитами с пропилитизацией, аргиллизацией, грейзенизацией, сульфидизацией вмещающих пород, прожилково-жилным окварцеванием. Все проявления термальных и гидротермальных процессов накладываются друг на друга и парагенетически связаны с внедрением гранитоидных интрузий. Наиболее интенсивные проявления гидротермального метасоматоза приводят к полному замещению материнской породы с образованием вторичных кварцитов, пропилитов, грейзенов, аргиллизитов, кварц-серицитовых метасоматитов. С метасоматитами связано большинство рудопроявлений и месторождений.

Вторичные кварциты распространены среди покровных вулканитов кислого состава. Низкотемпературные вторичные кварциты имеют кварц-диккитовый (каолинит) состав иногда с незначительным распространением кварц-алунитовых метасоматитов. В массивах среднетемпературных кварцитов диккитовая фация присутствует, но доминируют кварц-алунитовые породы и появляется серицит и ограниченно диаспор и пиррофиллит. Они залегают в виде пластообразных залежей, субсогласных с залеганием вмещающих стратифицированных пород и секущих крутозалегающие интрузивные и субинтрузивные тела.

С низкотемпературными вторичными кварцитами ассоциируют золото-серебряные месторождения адулярового типа (Приморское), со среднетемпературными – золото (серебро)-полиметаллические проявления (Шумный) и золото-серебряные месторождения кислотно-сульфатного типа (Ягодное). Также с вторичными кварцитами связаны проявления алунита.

Пропилитизации подвержены вулканические породы среднего, реже умереннокислого состава. В пропилитах гидротермальному воздействию под-

вержена вся масса породы. В эффузивах самаргинской свиты и вулканитах петрозуевской свиты широко развиты эпидотовые, эпидот-хлоритовые, эпидот-карбонат-хлоритовые пропилиты с пиритом, пространственно и генетически связанные с интрузиями прибрежного комплекса. Пропилитизированные породы распространены значительно шире. Основным признаком пропилитизированных пород является наличие в них в больших количествах эпидота, хлорита, серицита, карбоната, альбита и пирита, замещающих первичные магматические минералы без изменения первичной структуры. Постоянно отмечается присутствие актинолита, лейкоксена, гидрослюда, боулингита, пренита.

По мере нарастания процесса метасоматического замещения намечается следующая последовательность пропилитовых минеральных фаций: 1) эпидот-хлоритовая; 2) хлорит-карбонатная; 3) серицит-карбонатная. Всем минеральным фациям пропилитов сопутствует прожилковое окварцевание и вкрапленная сульфидизация. Пропилиты имеют темный серо-зеленый цвет, бластопорфиновую структуру и массивную текстуру. По вкрапленникам плагиоклазов развиваются псевдоморфозы хлорита, альбита, гидрослюда, пренита, роговая обманка замещается магнетитом, эпидотом, актинолитом. Основная масса породы полностью перекристаллизована с новообразованиями амфиболов, хлорита, альбита, пирита и карбоната.

Аргиллизиты – глинисто-кварцевые образования в гранитоидных массивах и среди покровных вулканитов. Наиболее часто встречающиеся разновидности – адуляр-гидрослюдисто-кварцевые и гидрослюдисто-кварцевые. Кроме того, часто присутствуют гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, карбонат, цеолиты. Из рудных минералов установлены киноварь, гематит, антимонит, пирит, минералы марганца. Они участвуют в строении зональных ореолов, конфигурация которых определяется трещинной тектоникой и различной пористостью пород, и часто ассоциируют с вторичными кварцитами, слагая периферические зоны полей их развития.

Грейзены и грейзенизированные породы встречаются в гранитоидах многих интрузивных массивов и реже во вмещающих их породах, преимущественно вдоль разрывных нарушений в виде линейных зон, реже образуют изометричные штокверки. Грейзенизация гранитов характеризуется обильными новообразованиями вторичных серицита и мусковита с сохранением первичных структур породы. Плагиоклазы интенсивно альбитизированы, серицитизированы, биотит полностью замещен мусковитом, лейкоксомом и рудными минералами. Грейзенизированные породы через серицитизированные граниты переходят в неизменные разности. Кварц-мусковитовые прожилки иногда размещаются в роговиках по осадочным породам в отдалении от интрузий и, вероятно, обусловлены влиянием нескрытых эрозией гранитоидных массивов. В зависимости от количественного содержания минеральных компонентов различаются кварц-мусковитовые, топаз-мусковит-кварцевые, кварц-мусковит-турмалиновые, иногда сидерофиллит-кварцевые грейзены. В переменных количествах могут присутствовать флюорит, касситерит, вольфрамит, шеелит, берилл, молибденит, висмутин. С грейзенами и грейзенизированными породами связаны рудопроявления олова, вольфрама, молибдена и бериллия.

Окварцевание в виде извилистых прожилков кварца различной густоты встречается практически повсеместно. Кварцевые прожилки мощностью от нескольких миллиметров до 20–30 см часто охватывают довольно значительные площади, образуя густую сеть в ослабленных зонах среди терригенных и вулканогенных пород, штокверки в надынтрузивных зонах, в эндо- и экзоконтактах интрузий, а также приурочены к зонам разрывных нарушений. Кварц в прожилках молочно-белый, реже серый, в зонах разрывных нарушений – брекчиевой текстуры с сильной лимонитизацией. Кварцевые прожилки часто содержат рассеянную вкрапленность сульфидов и гнезда лимонита. В раздувах встречаются пустоты, заполненные мелкими друзами горного хрусталя. Кварц-турмалиновые прожилки, содержащие мелкие скопления и включения турмалина, который изредка образует самостоятельные тонкие мономинеральные обособления, иногда несут золотую минерализацию (мыс Золотой). Кварцевые и адуляр-карбонат-кварцевые жилообразные тела, линзы и прожилки с сульфидами мощностью в 0,1–7 м установлены в рудных зонах золото-серебряных месторождений.

Окварцевание имеет сквозной характер и сопровождает все процессы гидротермального изменения пород. К кварцево-жильным образованиям приурочены месторождения и проявления серебра, золота, молибдена, вольфрама, олова, полиметаллов.

Серицит-кварцевые и кварц-серицитовые метасоматиты образуют преимущественно линейные зоны протяженностью от нескольких метров до 3–5 км и, как правило, сопровождаются прожилковым окварцеванием. Это светло-серые, иногда с желтоватым или розоватым оттенком, реже лиловые породы, состоящие из мелкозернистого кварц-полевошпат-слюдистого агрегата. В зависимости от состава вмещающих пород, в них встречаются листочки мусковита, тремолита и биотита с редкими вкрапленниками прозрачных полевых шпатов, реже встречаются турмалин, флюорит. Пронизывающие метасоматиты прожилки кварца часто несут рудную минерализацию. Кварцевые жилы сопровождаются мощной зоной кварц-серицитовых метасоматитов и содержат молибденит, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин. В андалузит-серицит-кварцевых метасоматитах среди пропилитизированных андезитов встречается неравномерная вкрапленность, гнезда и ветвящиеся прожилки (до 1 см) тонкокристаллического голубовато-серого корунда с размером зерен 2–3 мм (устье р. Тохтинка). С зонами серицит-кварцевых метасоматитов связаны проявления золота, серебра, меди, свинца, цинка.

Сульфидизация. Наиболее распространены новообразования сульфидов в магматических породах среднего и основного составов, контактовых роговиках и пропилитизированных породах. Сульфиды присутствуют в виде рассеянной вкрапленности и иногда составляют до 10 % объема породы. Реже встречаются в мономинеральных прожилках мощностью от первых миллиметров до 1 см (например, в береговых обнажениях мачтовой толщи ниже устья р. Сабу) или небольших гнездовых скоплениях. С сульфидизированными породами связаны рудопроявления и пункты минерализации серебра, свинца, цинка, меди.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое районирование картографируемой территории проведено на основе анализа структурно-вещественных комплексов (СВК), участвующих в геологическом строении и отражающих особенности осадконакопления, магматизма, метаморфизма и тектонического режима с использованием фондовых и опубликованных материалов Государственных геологических съемок масштаба 1 : 200 000, дистанционной и геофизической основы Госгеолкарты-1000/3 листа L-(53),54 и схемы глубинного строения масштаба 1 : 2 500 000.

Исследуемая территория находится в Азиатско-Тихоокеанской зоне перехода от Евразийского континента к океану (зоны транзитали по Л. И. Красному) [Красный, 1987]. На площади листа выделены два крупных блока с континентальным типом земной коры – Амурский и Сахалинский, разделенные Южно-Татарским рифтогенным прогибом и подводными поднятиями Японского моря. Они занимают акваторию листа и характеризуются деструктурированной континентальной корой. К восточной части Сахалинского геоблока тектонически приурочены структуры Охотоморской плиты (шельф Охотского моря и континентальный склон). Главными структурами Амурского блока, занимающими северо-западную континентальную часть листа, являются мезозойская Сихотэ-Алинская складчатая система (САСС), поздне меловой–палеогеновый наложенный окраинно-континентальный вулканоплутонический Восточно-Сихотэ-Алинский пояс (ВСАВП) и кайнозойские платобазальтовые покровы Восточно-Азиатского окраинно-континентального рифтогенного пояса (см. схему тектонического районирования, тектоническую схему).

Сахалинский геоблок, вытянутый в меридиональном направлении в восточной части листа, представлен сложно дислоцированными породами и ограничен с обеих сторон региональными разломами (см. схему глубинного строения). С востока он отделен от соседних прогибов зоной Хоккайдо-Сахалинского разлома, с запада – Западно-Сахалинским разломом, которые имеют соответственно западное и восточное погружение. Структурный план геоблока формирует мезозойско-кайнозойская складчато-надвиговая Хоккайдо-Сахалинская система (ХССС), охватывающая в пределах листа южную часть о. Сахалин и характеризующаяся более активными мезозойско-кайнозойскими и современными тектоническими процессами.

В геологическом строении Амурского и Сахалинского геоблоков отмечаются существенные различия, что отражено в структурно-вещественных комплексах выделенных структурных этажей.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

АМУРСКИЙ ГЕОБЛОК

В вертикальном разрезе верхней части земной коры в пределах Амурского геоблока выделяются три структурных этажа, отличающихся формами тектонических деформаций и разделенных региональными (угловыми) несогласиями: *нижний (раннемеловой)*, представленный нижнемеловыми СВК Сихотэ-Алинской СС, *средний (позднемеловой–палеогеновый)* – осадочно-вулканогенными и магматогенными образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса и *верхний (неогеновый)* – платобазальтами Восточно-Азиатского рифтогенного пояса миоцен-плиоценового неоплатформенного этапа.

Раннемеловой структурный этаж

К раннемеловому структурному этажу отнесены СВК *Сихотэ-Алинской складчатой системы (Восточная СФЗ)*, которые выделяются в самой западной части листа в виде небольших окон, выступающих из-под перекрывающих их позднемеловых вулканоплутонических образований и неогеновых платобазальтов. Восточная СФЗ делится на две подзоны: Лужкинскую и Кемскую, граничащих друг с другом по Оуми-Джаусинскому разлому. Образования Кемской подзоны выступают в роли фундамента для позднемеловых–палеогеновых магматических структур Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального пояса и поэтому их распространение предполагается почти на всей территории листа.

СВК Лужкинской подзоны выделяется в самом крайнем северо-западном углу площади и представлен морскими песчано-алевролитовыми отложениями флишоидного типа, разделенными на четыре, согласно залегающие друг на друге свиты готерив-альбского возраста. Они представляют собой отложения преддугового бассейна окраинного моря. Эти отложения смяты в крутые, линейные складки северо-восточного простирания, часто изоклиналильные, иногда запрокинутые, со слабо выраженной вергентностью в северо-западном направлении, осложненные сдвиго-сбросовыми, реже сдвиго-надвиговыми разрывами. Нижнемеловые образования характеризуются высоким уровнем пликативных сдвиговых дислокаций, с выделением крупных син- и антиклинальных складок, осложненных складками более высоких порядков. Синклиналильные складки, по положению осевой поверхности, прямые, с крутыми углами падения (50–80°), позволяющие относить их к числу закрытых, шириной от 1–2 до 3–4 км. Антиклинали обычно прямые, симметричные, реже крутонаклонные, шириной от 1,5–2,0, до 3,5 км, простираются на северо-восток под углами 20–30° и углами падения крыльев складок от 40 до 70°.

Этап складчатости завершился образованием левосдвиговых разрывных дислокаций, кососекущих складчатую систему и разбивших ее на ряд блоков, вытянутых в северо-восточном направлении. Сопряженные с левыми сдвигами соскладчатые зоны растяжения ограничены сдвиго-сбросовыми разрывами северо-западного и субширотного простираний.

В аномальном гравитационном поле подзона выделяется отрицательной аномалией изометричной формы интенсивностью до 40 мГал. В аномальном магнитном поле подзона характеризуется среднедифференцированными изометричными аномалиями переменного знака ± 200 нТл.

Структурно-вещественные комплексы Кемской подзоны представлены вулканогенно-осадочными отложениями апт-альбской кемской свиты и грубообломочными осадками позднеальбской лужкинской свиты, которые картируются в центральной части территории в виде обширных полей и небольших эрозионных окон среди полей магматитов позднемеловых и кайнозойских структур. Они представляют собой образования Кемско-Самаргинской островной палеодуги апт-альбского возраста, с ареалами подводных вулканитов базальтового состава, переслаивающимися с вулканогенным флишоидом. Отложения интенсивно дислоцированы, смяты в крутые изоклинальные складки северо-восточного простирания, иногда с разворотами к субмеридиональному и субширотному направлениям. Слои ориентированы преимущественно в северо-восточном и северо-северо-восточном направлениях и круто наклонены ($50-80^\circ$) преимущественно на северо-запад. Складчатые структуры подразделяются на отдельные, довольно крупные анти- и синклинальные складки шириной 2–4 км, с ориентировкой на северо-восток по азимуту $20-30^\circ$ и погружением осей складок как на юго-запад, так и на юго-восток под углами $20-40^\circ$. Слои на крыльях наклонены преимущественно на запад-северо-запад под углами от $50-70$ до 85° .

Подзона характеризуется изометрично построенными аномалиями силы тяжести с перепадами амплитуд до 20 мГал. В аномальном магнитном поле подзона выделяется среднедифференцированным характером распределения мелкоизометричных аномалий преимущественно положительного знака интенсивностью до 500 нТл. Отдельные отрицательные магнитные аномалии достигают значений до -200 нТл.

Позднемеловой–палеогеновый структурный этаж

К позднемеловому–палеогеновому структурному этажу относятся магматические образования *Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса*, выполняющие наложенные друг на друга и на складчатое основание (нижний структурный этаж) вулканические и интрузивно-купольные структуры, занимающие более половины (около 60 %) всей площади континентальной суши в пределах листа. Они отвечают Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ и разделены на две подзоны: Северо-Сихотэ-Алинскую и Южно-Сихотэ-Алинскую, имеющие сходное строение и отличающиеся незначительными фациальными изменениями слагающих их вулcano-магматических ассоциаций. Восточно-Сихотэ-Алинский пояс является частью крупной мегаструктуры – Восточно-Азиатского надсубдукционного окраинно-континен-

тального вулканоплутонического пояса, который формировался синхронно с фланговой Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоной [Уткин, 1978], контролирующей пространственное положение пояса.

В СВК структурного этажа выделяются несколько последовательно сменяющих друг друга формаций: позднеальб-туронские моласоидные вулканогенно-осадочные формации (мачтовая толща и синанчинская свита в *Северо-Сихотэ-Алинской подзоне* и петрозуевская свита в *Южно-Сихотэ-Алинской*) и габбро-гранодиорит-гранитовая; коньяк-кампанские риолитовая, гранитовая и диорит-гранитовая; кампан-маастрихт-датские дацит-андезитовая и риолит-дацитовая, игнимбритовая, а также габброгранитовая; палеоцен-эоценовая андезибазальтовая и монцонит-гранитовая; эоцен-олигоцен-раннемиоценовые, сменяющие друг друга формации риолит-трахириолитовая, базальт-андезибазальтовая, туфогенно-осадочная и базальт-трахибазальтовая. Складчатость в покровных образованиях выражена слабо, причем в наиболее молодых, палеоген-неогеновых образованиях складчатость практически не проявлена. Магматиты образуют структуры, характерные для континентальных вулканических поясов: вулканотектонические депрессии, кальдеры проседания, интрузивно-купольные структуры. Структуры вулканических покровов имеют брахиформный характер, с углами залегания пластов от 10–15 до 30°. Слои вулканических и вулканогенно-осадочных пород по периферии отрицательных структур наклонены к центру под углами 5–20°, а в центре имеют субгоризонтальное или слабое периклинальное залегание. Вулканические постройки кислого состава, в основном маастрихт-датского возраста, представлены типичными вулканотектоническими депрессиями, ориентированными поперек складчатых структур. Палеогеновые и палеоген-неогеновые вулканические и вулканогенно-осадочные образования залегают горизонтально или с очень слабым наклоном (5–10°), обусловленным неровностями палеорельефа или приразломными деформациями, связанными с проседанием поверхности по мере образования вулканокальдеры. В наиболее древних позднеальбских–туронских вулканоструктурах существует система зачаточных северо-восточных и субширотных складок. Преимущественная форма вулканических построек овальная или продольно вытянутая в северо-западном и субширотном направлении, часто ограниченная дугowymi разломами.

Неогеновый структурный этаж

Неогеновый структурный этаж формируют рифтогенные структуры кайнозойских впадин и платобазальтовых покровов *Восточно-Азиатского рифтогенного пояса*, слагающие Прибрежную структурно-формационную зону. Зона расчленяется на две подзоны – *Самаргино-Совгаванскую* и *Кемско-Бикинскую (Верхнебикинскую)*, приуроченные к двум субширотным рифтогенным зонам растяжения, выполненных миоцен-плиоценовыми и плиоцен-четвертичными платобазальтами. Покровы базальтоидов выделяются на локальных участках, сохранившихся от эрозии в северной и южной частях площади, в виде останцов лавовых потоков на водоразделах и глубоко врезанных речных долин, которые являются сильно сброшенными рифтовы-

ми впадинами. Особенно отчетливо рифтогенная природа проявлена в Верхнебикинской подзоне, которая приурочена к широтной Зевско-Пейской впадине, выделенной под названием «грабен» р. Кабанья [Олейников, 1979ф]. Эта структура имеет характерное блоковое строение, разновысотность блоков, наличие перекоса блоков, сосредоточение в их пределах крупных и мелких полигенных вулканов. Ширина этой рифтогенной (раздвиговой) зоны достигает 10–15 км. Потоки базальтов имеют слабо выраженный наклон в сторону морского берега Татарского пролива и характеризуются мощностью до 300 м. Этот грабен ограничен субширотными зонами разломов сбросового характера. Самаргино-Совгаванская подзона не так ярко выражена в структурном плане, так как представлена разрозненными остатками покровов, имеющих небольшой уклон в сторону долин рек и морского побережья. В ареале выделяются вулканические центры, представленные многоканальными щитовыми вулканами, сложенными плагиоклазовыми, оливиновыми и умереннощелочными базальтами.

Разрывные нарушения Амурского геоблока

Складчатые структуры ССС осложнены северо-восточными сдвигами и северо-западными сдвиго-сбросами и сдвиго-взбросами, реже сдвиго-надвиговыми разрывами. Разломы в основном обладают сдвиговой кинематикой и чаще всего представлены сериями пересекающихся, сложно ветвящихся разрывов. Вблизи крупных разломов крутопадающие слои часто ориентированы разнообразно, с развитием аксоклиналей (складок с крутыми шарнирами). Северо-западные разрывные структуры с преобладающей сбросовой и взбросовой кинематикой также представлены сериями отдельных разломов, часто ветвящихся и пересекающихся друг с другом. Наиболее крупная разрывная структура – Оуми-Джаусинский разлом, по которому Лужкинская подзона отделяется от Кемской. На соседнем листе L-53 этот разлом выделяется как серия разрывов северо-восточного простирания (по азимуту 30–40°), описанная под названием «Восточный разлом» [Уткин, 1977]. В пределах площади разлом представлен серией разрывов в виде зоны шириной 40–50 м (Олейников, 1984), с крупным стержневым разломом, картируемым в правом борту р. Опасная, левого притока р. Дагды (на соседней с севера площади), как зона брекчий (0,8–0,9 м), сопровождаемая дроблением и истиранием окружающих пород, с жилами кварца и многочисленными трещинами, с тектоническими зеркалами и штрихами скольжения со сдвиговой кинематикой. По данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [Глубинное..., 1976], зона разлома наклонена на юго-восток под углом 60° и достигает поверхности Мохо на глубине 35 км. Максимальная суммарная амплитуда левого сдвига по зоне достигает 75 км, но основные смещения по разлому произошли позднее формирования пликвативно-дизъюнктивных преобразований нижнемелового этапа, в позднемел-палеогеновое время.

Более мелкие разрывные структуры представлены системами круто-наклонных разрывов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений. Замеры тектонических штриховок на плоскостях разрывов свидетельствуют о преобладании чисто сдвиговых дислокаций, с

наклоном штриховки на северо-запад, север и северо-восток под углами от 0 до 30°, указывая основные направления латерального перемещения масс в условиях субмеридионального горизонтального сжатия.

В геофизических полях разрывные нарушения выделяются по нарушению зон корреляции и по смещению отдельных аномалий относительно друг друга.

Дизъюнктивная тектоника Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса представлена северо-восточными сдвиговыми и сдвигосбросовыми зонами и наиболее широко развитыми, поперечными к ним, северо-западными и субширотными системами эшелонированных сколов, с преимущественно сбросовой кинематикой, с амплитудами до 2 км. Северо-восточные сдвиговые зоны в какой-то мере наследуют крупные сдвиговые зоны нижнемелового фундамента, но роль их снизу вверх постепенно затухает и преимущественное развитие получают сбросы, связанные с раскрытием содвиговых раздвигов и зон растяжения [Олейников, 1979ф]. Наиболее крупные, северо-восточные зоны разломов, выделяемые Олейниковым (1979 г.) как Единкинская и Бурматовская сдвиговые зоны, прослеживаются в центральной части площади на расстояние 60–100 км. Эти зоны представлены сериями разрывов северо-восточного направления, сконцентрированными в полосе шириной до 50 м, представленными зонами дробления и глиной трения, с многочисленными зеркалами скольжения, с разноориентированными движениями, выраженными крутопадающей (60–87°) и пологой тектонической штриховкой. Плоскости сместителей разломов наклонены как на северо-запад (305–310°) под углами 60–70°, так и на юго-восток (120–138°), под углами 65–70°. Внутри зон разломов наблюдается кальцитовая, реже кварцевая минерализация, а сами они часто контролируют золоторудную минерализацию (проявления Глиняное, Бурматовское). С этими северо-восточными дизъюнктивами тесно сопряжены деструктивные формы дислокаций – раздвижки и зоны растяжений, с амплитудой раскрытия от 3 до 18 км, которые являются вмещающими структурами для внедрения магматических масс вулканоплутонического пояса. Они представлены зонами сближенных северо-западных и субширотных разломов, прослеживающихся от береговой полосы в глубь континента на 50–60 км. Массовые замеры тектонических штрихов по этим разрывам [Олейников 1979ф, 1984ф] свидетельствуют о преобладании сбросовых движений по ним. Эти разломы часто сопровождаются интенсивной тектонической проработкой пород (зоны дробления, истирания) и гидротермальной минерализацией – они являются вмещающими структурами для рудных тел с золотой, золото-медной минерализацией (проявления Павлицинское, месторождение Приморское). Северо-западные зоны разломов часто ограничивают вулканотектонические структуры, особенно ярко проявляясь в породах фундамента в виде разветвленных сетей разрывов и зон расланцевания. В верховьях р. Самарга северо-западные разрывы (простирающиеся разломов северо-западное 310–320°, падение на юго-запад 70–80°), имеют кинематику правых сдвигов и сбросов: сбросовая составляющая – до 0,7 км, правосдвиговая – до 1,0 км [Олейников, 1984ф].

В геофизических полях разрывные нарушения прослеживаются по зонам ослабления интенсивности аномального магнитного поля, в разрывах и смещениях аномальных зон и отдельных аномалий и зонами градиентных переходов.

Современные неотектонические структуры

По последней схеме неотектонического районирования [Горкуша, 1999] в пределах той части Амурского геоблока, которая охватывает континентальную сушу листа L-54, мощность земной коры колеблется от 32 км у береговой полосы до 36–38 км в западной части блокового поднятия, в бассейне верхнего течения р. Самарга [Шатков, 2004]. Главной морфологической особенностью этого поднятия является ступенчатость его вершинной поверхности, обусловленная диагональным или продольным положением блоков (Дымович и др., 2017). Неотектонические нарушения выделены в современных структурах северо-восточного и северо-западного простираний и наследуют структуры более древнего заложения.

Современные зоны палеотектонических структур более высоких порядков выявлены в виде многочисленных молодых зон разрывных дислокаций, хорошо выраженных в современном рельефе. Формы этих структур выделены и описаны в южной и северо-западной частях площади, в бассейнах рек Венюковка, Кюма, Самарга, Оуми (Олейников, 1979, 1984). Системы дислокаций представлены дугowymi и зигзагообразными разрывами в виде рвов, расселин и ложков в поверхностных делювиально-элювиальных слоях и коренных породах глубиной от 1–2 до 10–15 м и даже 30–50 м, при ширине 20–30 м и длине до 300 м. Преобладающие направления разрывов северо-западные (320–340°), меридиональные (0°) и северо-восточные (30–40°), а их форма и ориентировка позволяют предполагать сдвиговую природу нарушений (право- и левостороннюю). В верховьях р. Самарга общая протяженность рвов и уступов – около 4 км. Они хорошо выделяются на аэро-космоснимках и часто трассируются зияющими рвами шириной 15–25 м и глубиной до 7 м. Субмеридиональные и северо-восточные структуры имеют небольшую сбросовую компоненту с крутыми западными бортами, в которых обнажены коренные породы и более высокими и пологими восточными бортами. На стенках коренных пород по тектоническим трещинам хорошо выражены зеркала скольжения с вертикальными штрихами, что свидетельствует о преобладании сбросовых и взбросовых направлений движений по ним.

САХАЛИНСКИЙ ГЕОБЛОК

В вертикальном разрезе верхней части Сахалинского геоблока, главной структурой которого является Хоккайдо-Сахалинская СС, выделено два структурных этажа: нижний мезозойский – *триасово-юрско-раннепалеогеновый* и верхний кайнозойский – *раннепалеоген-четвертичный*, разделенных между собой региональным несогласием. Глобальная раннекайнозойская структурная перестройка в регионе, определяющая раздел структурных этажей, выражена сменой меловых–раннепалеоценовых морских формаций

средне-позднеэоценовыми прибрежно-морскими. Граница между структурными этажами скользящая, не выдержанная по возрастному уровню в двух выделяемых в составе Хоккайдо-Сахалинской СС складчатых зонах: Западно-Сахалинской (ЗССЗ) и Восточно-Сахалинской (ВСССЗ) или – по В. М. Граннику [39] – складчатых системах. В ЗССЗ раннекайнозойскому этапу структурной перестройки соответствуют палеоцен-среднеэоценовые субконтинентальные угленосные отложения, тогда как в ВСССЗ за поверхность регионального несогласия принята подошва перекрывающих позднеэоценовых образований зон меланжа и динамометаморфизма. Границей между тектоническими зонами служит Сусунайский правосторонний сдвиг. В геофизических полях граница выражена четкой градиентной ступенью поля силы тяжести. Для всех крупных геологических структур Сахалина, включая наложенные впадины, характерна асимметричность – преобладающий западный наклон. Мощность земной коры в пределах ХССС увеличена относительно Охотоморской плиты и отделяющих ее от Амурского геоблока структур Татарского пролива.

Структурные этажи подразделяются на структурные ярусы, а в их пределах выделяются латеральные разновозрастные структурно-формационные зоны. Разрез нижнего структурного этажа включает аккреционные комплексы *триасово-юрско-раннемелового* структурного яруса и вулканогенные и терригенные образования *раннемелового-раннепалеогенового* яруса. Верхний структурный этаж подразделяется на *палеоцен-олигоценный* структурный ярус, включающий терригенные континентальные угленосные отложения и вулканические и *миоцен-эоплейстоценовый*, сложенный преимущественно вулканическими комплексами.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Триасово-юрско-раннепалеогеновый

Наиболее полно нижний структурный этаж представлен в *Восточно-Сахалинской ССЗ*, в которой выделены Тонино-Анивский аккреционный блок и Сусунайское блоковое складчато-надвиговое поднятие (Сусунайский метаморфический блок). Границами Восточно-Сахалинской зоны с ЗССЗ служит Сусунайский правосторонний сдвиг, на востоке – побережье Охотского моря. В геофизических полях граница выражена четкой градиентной ступенью поля силы тяжести. Для Сусунайского поднятия характерна повышенная мощность земной коры (до 33 км), а для Тонино-Анивского блока – резкий градиент мощностей от 31 до 25 км. Структурно-вещественные комплексы ВСССЗ подразделяются на два структурных яруса: триасово-юрско-раннемеловой и раннемеловой-раннепалеогеновый и объединяются в Восточную СФЗ. В Западно-Сахалинской складчатой зоне, подстилаемой континентальной корой мощностью 31–33 км, структурами первого порядка являются Западно-Сахалинское и Крильонское поднятия. Комплексы составляют раннемеловой-раннепалеогеновый структурный ярус нижнего этажа и относятся к Западной СФЗ.

Триасово-юрско-раннемеловой структурный ярус составляет фундамент *Тонино-Анивского аккреционного блока*, расположенного в осевой части одноименного полуострова. Сложен аккреционным комплексом триасово-юрских и раннемеловых образований *Сусунайско-Тонино-Анивской СФЗ*, с запада и востока перекрытых неогеновыми отложениями. Образования зоны образуют фрагментарные выходы крупных блоков, мелких глыб и тектонических пластин относительно глубоководных кремнистых, карбонатных и тонкозернистых терригенных отложений, олистостромовых образований, базальтов, серпентинизированных дунит-гарцбургитов и габбро офиолитового ряда, интрузий кислого состава. Все эти разнородные блоки – от сотен и десятков метров до километров в длину и ширину контактируют по тектоническим нарушениям, а значительные промежутки между блоками заполнены более переработанными, вплоть до глинистых сланцев, насыщенных «завальцованными включениями широкого литологического спектра» [Государственная..., 2001] продуктами тектонического смешения. Мозаичную структуру строения аккреционного блока подчеркивает беспокойный характер магнитного поля с чередующимися разнополюсными контрастными аномалиями. Ограничения зоны служат региональные разломы. Такой характер строения зоны обусловлен сдвиговыми подвижками, возникавшими на границе взаимодействующих блоков, с прокручиванием и дроблением блоков, их смятием, поддвиганием блоков и выдавливанием их из «глубины», образованием меланжа и транспрессионным плавлением.

Тектонизированные геологические образования, формирование которых, вероятнее всего, происходило в условиях глубоководного палеожелоба, представлены офиолитовой ассоциацией, в которой выделяется триасовый водопадненский гарцбургит-лерцолитовый комплекс дунит-гарцбургитовой формации и среднеюрский новиковский метагаббровый комплекс с жилами плагиогранитов. С офиолитовыми мафит-ультрамафитами ассоциируют терригенно-вулканогенно-кремнистые образования объединенных великанской и юонской толщ триасового возраста, охарактеризованных триасово-юрскими радиоляриями, а также подушечные лавы толеитовых и щелочных (палеогайоты) базальтов, яшмы, линзы известняков скальной толщи, локализованных в виде глыб и олистоплаков в зоне тектонического меланжа. К терригенно-кремнисто-вулканогенному формационному комплексу относятся также отложения кедровской толщи, представленные туфосилицитами, кремнистыми алевролитами, массивными яшмами, сформированными в глубоководных условиях палеобассейна.

Мультиэлементный состав гарцбургитов водопадненского комплекса характеризует крайне деплетированную мантию и позволяет считать их реститовыми перидотитами надсубдукционного геохимического типа. Для серпентинизированного лерцолита получена двухточечная $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ изохрона, которая дает ориентировочное представление о триасовом возрасте перидотитов.

Метаморфизованные среднеюрские габброиды новиковского комплекса характеризуются петрохимическими данными, свидетельствующими о поступлении в источник вещества субдукционного компонента.

Литолого-стратиграфический анализ радиоляриевых ассоциаций кремневых пластин, результаты современных радиологических определений возрас-

та и петрохимические особенности plutonic комплексов аккреционного блока дают основание предполагать, что формирование СВК Сусунайско-Тонино-Анивской СФЗ происходило в триасово-среднеюрское время. Фрагменты пород офиолитовой ассоциации, включающей высокохромистые ультрабазиты водопадненского и габброиды новиковского комплексов, маркируют океаническую кору и сопоставляются по возрасту с офиолитовым формационным комплексом (триасовым гарцбургит-лерцолитовым левенштерновским, триасово-раннеюрским метагаббродолеритовым томинским комплексами) на п-ове Шмидта в северной части о. Сахалин. Таким образом, Сусунайско-Тонино-Анивская СФЗ, так же, как и Шмидтовская зона (Государственная..., N-54) может являться одним из звеньев Охотоморской субдукционной сутуры, протягивающейся вдоль восточной кромки о. Сахалин на расстояние свыше 1200 км. Предполагается, что офиолитовый комплекс фиксирует положение древней сейсмофокальной зоны – позднемезозойской зоны субдукции океанической коры под структуры Сахалина (Гранник, 1991; Родников и др., 2002). По представлениям некоторых исследователей, на восточном побережье Центрального Сахалина фрагменты субдукционной сутуры выделены в Набильско-Пиленгской (Северо-Набильский террейн) и Рымникской (Рымникский террейн) подзонах Восточно-Сахалинской зоны. В результате последующих сдвиговых правосторонних деформаций зона субдукционной сутуры была раздвинута (эшелонирована), приобретя в современных координатах фрагментарное кулисообразное строение. Модельный глубинный разрез по линии А₁–А₆ демонстрирует астеносферный диапир, содержащий магматические очаги с высокими температурами, на границе Хоккайдо-Сахалинской СС и Охотоморской плиты (под восточной частью Тонино-Анивского полуострова), фиксирующий палеосубдукционную зону. Мощность земной коры на этом участке Восточно-Сахалинской зоны составляет 25–27 км.

К раннемеловому–палеоценовому структурному ярусу нижнего этажа относятся ранне-позднемеловые терригенные, вулкано-терригенные, олистостромовые и метаморфические формационные комплексы *Восточно-Сахалинской складчато-сдвиговой зоны (Восточной СФЗ)* и терригенные, вулкано-терригенные, терригенно-угленосные *Западно-Сахалинской складчатой зоны (Западной СФЗ)*.

В составе меловых отложений *Восточной СФЗ в Озерско-Тонино-Анивской подзоне*, которые составляют основной объем аккреционного комплекса нижнего структурного этажа, выделяются ниже-верхнемеловые вулканогенно-терригенные, олистостромовые (утеснинско-горбушинская объединенные толщи) и верхнемеловые флишевые и турбидитовые формации (евстафьевская свита) преддугового бассейна. Мощность этих отложений достигает 3600 м. Особенностью зоны является преобладание разрывных дислокаций над складчатыми. Структура подзоны дивергентная, обусловленная наложением одновременных и разнонаправленных движений. В западной части преобладают складчато-разрывные дислокации и зоны полифациального меланжа восточной и юго-восточной вергенции, отражающие конседиментационный стиль дислокаций. Матрикс в зонах меланжа состоит из тех же разновозрастных, но более переработанных продуктов тектонического раз-

рушения, что и крупные блоки. Отмечается непосредственная зависимость состава матрикса меланжа от состава заключенных в него крупных тектонических пластин и блоков [Государственная..., 2001]. В меланжевых толщах отмечается мелкая изоклиальная складчатость, на контактах с крупными блоками отмечаются проявления динамометаморфизма. В зонах полифациального меланжа (mP_{1-2}) выделяются полимиктовый, представленный рассланцованными алевролитами, песчаниками с линзами метабазальтов, яшм, псаммитовых микститов и серпентинитовый в блоках серпентинизированных перидотитов, амфиболитов, олистолитов метагаббро.

В северной и северо-восточной частях подзоны проявлены разрывы и складки субширотного и северо-западного простираний, сформированные в эоцене. В юго-восточной части складчатые и разрывные элементы имеют северо-восточное простирание и западную вергентность.

В *Сусунайской подзоне Восточной СФЗ* в строении раннемелового–палеоценового структурного яруса преобладают метаморфические породы, слагающие Сусунайский метаморфический блок – крупный массив или совокупность блоков «спаянных» процессами динамометаморфизма. В геофизических полях блоку соответствует высокоградиентная ступень поля силы тяжести, погружающаяся в западном направлении и слабоположительное магнитное поле, включающее узколинейные полосы контрастных положительных аномалий, контролируемых зонами серпентинитовых меланжей. Сусунайская подзона сложена породами сусунайского полифациального метаморфического комплекса в составе черно-, зелено- и голубосланцевого металитонов. Формирование метаморфического комплекса происходило за счет метаморфизма мезозойских интрузивных и вулканогенно-кремнистых и терригенных СВК в позднем мелу, что подтверждается датированием голубых сланцев (85–67 млн лет) (Геологическая..., 2001) и авторскими U-Pb SHRIMP датировками по цирконам из эпидот-хлоритовых и альбит-хлоритовых сланцев зеленосланцевой фации с конкордантными кластерами 83 ± 1 и 70 ± 1 млн лет. Единичные измерения в зернах пирамидально-призматических и длиннопризматических цирконов с осцилляторной зональностью, указывающей на их магматический генезис, показали даты 152 ± 2 и 241 ± 3 млн лет, что согласуется с триасовым и позднеюрским возрастом мезозойских магматических комплексов Тонино-Анивского аккреционного блока. Метаморфическое преобразование этих комплексов происходило в условиях высокобарического и относительно низкотемпературного динамометаморфизма.

Внутренняя структура блока характеризуется сочетанием нескольких этапов деформаций, связанных с его формированием в позднем мелу, реорганизацией в раннем палеогене и выводом к поверхности в позднем эоцене–олигоцене.

По геофизическим данным, метаморфические образования Сусунайской подзоны прослеживаются под чехлом олигоцен-миоценовых и четвертичных отложений Сусунайской наложенной впадины, которая является пограничной между Западно-Сахалинской и Восточно-Сахалинской тектоническими зонами. На побережье залива Анива метаморфические сланцы различного состава: альбит-биотитовые, альбит-хлоритовые, карбонат-серицит-каолиновые, альбит-серицит-кварцевые, характерные для зеленосланцевого металитона

сусунайского полифациального метаморфического комплекса, вскрыты скважинами Соловьевской, Песчанской и, возможно, Долинской-5 на глубине от 970 м до 2,5 км [Жилияков, 1972ф; Окулов, 1994ф; Воронин, 2012ф] в пределах Соловьевского выступа, отражаемого максимумом в поле силы тяжести и интерпретируемого по материалам сейсморазведочных работ (профиль береговой геолого-геофизический, БД), а также, предположительно, Фирсовского выступа (сейсмопрофиль 4.5.5.5. БД).

В Западно-Сахалинской складчатой зоне раннемеловой–палеогеновый структурный ярус (в отличие от Восточно-Сахалинской) сложен согласно залегающими терригенными образованиями мелового возраста. Отложения объединены в *Западную СФЗ* и представлены глинистыми и песчано-глинистыми отложениями айской, найбинской, быковской и красноярковской свит общей мощностью более 5000 м, сформированными в условиях окраинноморского бассейна. В верхней части разреза выделена мел-раннепалеогеновая терригенная угленосная моласса мощностью около 900 м (синегорская свита). В строении структурного яруса прослеживается зональность, параллельная границе тектонических зон и выраженная в ориентировке основных пликативных и дизъюнктивных структур. Локальные структуры в них линейные, реже брахиантклинальные, нередко с крутыми крыльями. Линейные складки на севере имеют северо-западное, а на юге в районе Крильонского поднятия – меридиональное простирание. Длина складок достигает 50 км, ширина 5 км. Складки осложнены разрывами северо-западного направления. Наблюдается четкая асимметрия, выраженная в наклоне основных структур и поверхностей несогласий на запад, которая унаследуется и вышележащим структурным ярусом. Крутое (до 70–80°) западное падение пород характерно для образований *Западно-Сахалинского поднятия*, которые в целом представляют собой моноклиналь, осложненную линейными пликативными структурами. В северной части площади меловые породы структурного яруса выходят на поверхность и ограничиваются Центрально-Сахалинским разломом. Традиционно эта область выхода меловых пород называется Главным меловым полем Сахалина. Поверхность меловых отложений погружается в западном направлении в сторону Центрально-Сахалинского разлома. Одновременно увеличивается мощность меловых отложений, что установлено материалами сейсморазведочных работ и глубокого бурения (геолого-геофизический профиль вдоль берега Анивского залива: р. Урюм – р. Сусуя. БД) [Окулов, 1994ф]. На удалении от разлома к западу залегание пород постепенно выполаживается. Появляются пликативные складки северо-западного простирания, антиклинали, как и на п-ове Крильонский начинающиеся от выхода меловых пород, и разделяющие их синклинали, раскрывающиеся в сторону Татарского пролива.

В южной части п-ова Крильонский моноклиналиное залегание этой зоны нарушается *Крильонским поднятием*. Строение Крильонского поднятия имеет некоторое своеобразие. По выходу на поверхность верхнемеловых отложений нижнего структурного яруса, с их погружением на север и юг, устанавливается близкое к широтному простирание этой структуры, продолжающейся в акваторию залива Анива. В то же время в северном направлении от Крильонского поднятия простираются структуры в виде антиклинальных

ветвей, раскрывающихся на поднятии и постепенно погружающиеся и затухающие в северном направлении. Наиболее далеко на север прослеживается Большехолмское антиклинальное поднятие, которое образовано на широте г. Невельск слиянием двух антиклинальных ветвей – Ульяновской и Ново-Тамбовской. Оно представляет собой антиклинальную структуру с широким пологим сводом (сейсмопрофиль через Ловецкий перевал, БД), ундулирующим шарниром, что обуславливает наличие нескольких замкнутых брахиантиклинальных сводов. Поднятие прослеживается до широты г. Холмск. В юго-восточной части п-ова Крильонский выходам меловых пород к поверхности соответствует положительное градиентное поле силы тяжести, предположительно связанное с приподнятым меланократовым фундаментом.

Антиклинальные ветви, отходящие от Крильонского поднятия, имеют общие черты. Все они, начинаясь непосредственно от Крильонского поднятия, имеют явные признаки зарождения вдоль разрывных нарушений взбросо-надвигового характера с падением на запад и плавно подворачивающиеся в северо-западном направлении. В тылу этих взбросо-надвигов располагаются синклинали складки, ядра которых выполнены СВК верхнего структурного этажа, они, собственно, и разделяют антиклинальные ветви. Зарождение этих синклиналей вызвано появлением локальных зон растяжения в тылу взбросо-надвигов.

На уровне консолидированных образований нижнего структурного этажа приподнимание западных блоков сопровождалось надломами, над которыми образовывались зоны растяжения.

Вышележащие породы эоцен-нижнемиоценового яруса, которые, судя по закономерному сокращению их мощностей в восточном направлении, не нарушаемому в синклиналях, подверглись пликативным деформациям, а дальнейшее прогибание компенсировалось отложением ВСК среднемиоценового–эоплейстоценового структурного подъяруса.

В Сусунайской наложенной впадине, пограничной между Западной СЗ и Восточной ССЗ (ВСССЗ) на относительно небольшой глубине фиксируются выступы пород, характерные для Восточно-Сахалинской ССЗ, которые перекрываются осадочными СВК Западной СЗ мелового возраста (красноярковская, быковская и, возможно, найбинская свиты). В этой зоне сейсморазведкой выявлены элементы подошвенного налегания на нижележащую границу, то есть сказывается первичный уклон ложа бассейна. Поверхность меловых отложений погружается в западном направлении в сторону Центрально-Сахалинского разлома. Одновременно увеличивается мощность меловых отложений, что установлено материалами сейсморазведки и глубокого бурения (геолого-геофизический профиль вдоль берега Анивского залива: р. Урюм–р. Сусуя. [БД] [Окулов, 1994ф].

К раннемеловому–палеоценовому структурному ярусу нижнего этажа относится ранне-позднемеловой островодужный СВК Восточно-Татарской СФЗ, отделенной от Западно-Сахалинской складчатой зоны Западно-Сахалинским разломом. Островодужный комплекс сложен миндалекаменными гялобазальтами, гидроэксплозивными туфами основного состава нижневерхнемелового нижнемонеронского базальтового вулканического комплекса, вулканомиктовыми песчаниками и туфами базальтов верхнемеловой

среднемонеронской толщи, вскрытых скважинами на о. Монерон в пределах Монеронского вулкано-тектонического поднятия. Меловые отложения базальт-андезитовой формации перекрываются отложениями мел-раннепалеоценовой туфо-терригенной формации, общая мощность которых достигает 4 км.

Перекрывающие нижний структурный этаж вулканогенно-кремнистые, преимущественно алевролитовые отложения аракайской, холмской и невельской свит верхнего структурного этажа, залегают на нем со стратиграфическим и угловым несогласием.

ВЕРХНИЙ КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Раннепалеогеновый–четвертичный

Хоккайдо-Сахалинская СС

В строении верхнего структурного этажа с запада на восток наблюдается смена вулканогенных СВК вулканогенно-осадочными и терригенными. Граница между структурными этапами невыдержанная: от стратиграфически несогласной на западе до резко несогласной с глубоким размывом в восточной части.

Структурно-вещественные комплексы верхнего структурного этажа в полном объеме распространены в Южно-Сахалинской, Западно-Сахалинской и Восточно-Сахалинской СФЗ, где они подразделяются на два структурных яруса: палеоцен-олигоценный и миоцен-эоплейстоценовый.

Палеоцен-олигоценный структурный ярус представлен в Восточно-Сахалинской и Южно-Сахалинской СФЗ терригенными СВК: трансгрессивным – тунайчинской свитой и умеренно глубоководным терригенно-кремнистым – холмской свиты. Отложения снежинкинской, такарадайской, краснопольевской и аракайской свит представляют палеоцен-нижнемиоценовый ярус в Западно-Сахалинской СФЗ. Поверхность несогласия, разделяющая структурные этажи, имеет общий западный уклон, каким обладает и граница палеоцен-олигоценного яруса с перекрывающим верхним структурным ярусом. Мощности СВК структурного яруса в восточном направлении постепенно сокращаются; из разреза выпадает угленосная паралическая, терригенная прибрежно-морская, умеренно глубоководная формации – сначала снежинкинская свита, а следом за ней исчезают из разреза краснопольевская и такарадайская свиты (эти образования вскрываются скважинами на Ковровской структуре). То же самое, наблюдается в Сусунайской наложенной впадине, где также имеет место сокращение мощностей накапливавшихся СВК, обусловленное опусканием западного края впадины относительно восточного. На развитии ЗССЗ также, видимо, сказался постоянный подъем территории, примыкающей к зоне Центрально-Сахалинского разлома с запада.

Породы палеоцен-олигоценного яруса, судя по закономерному сокращению их мощностей в восточном направлении, подверглись пликративным деформациям, а дальнейшее прогибание компенсировалось отложением СВК миоцен-эоплейстоценового структурного яруса.

Миоцен-эоплейстоценовый ярус фиксирует перестройку позднепалеогеновых структур Хоккайдо-Сахалинской СС и их трансформацию в линейно вытянутую в меридиональном направлении систему кулисообразных присдвиговых поднятий и прогибов, с торцовым сочленением, отражающим неоднородность тектонических напряжений и дифференцированность движений. В тектоническом плане позднекайнозойская структура Хоккайдо-Сахалинской СС представляет собой трансрегиональную правосдвиговую зону межблоковой коллизии.

Структурно-вещественные комплексы среднемиоцен-эоплейстоценового яруса представлены в *Южно-Сахалинской СФЗ* угленосно-песчано-глинистой формацией (верхнедуйская свита) и перекрывающей ее относительно глубоководной кремнисто-диатомовой алевролитовой формацией (курассийская свита) преимущественно в Муравьевской наложенной впадине и, фрагментарно, в грабенообразных структурах Тонино-Анивского полуострова. При этом верхнедуйская свита выполняет далеко не все грабенообразные впадины. На большей части Муравьевской наложенной впадины, являющейся крупным грабеном шириной до 20 км, курассийская свита залегает непосредственно на холмской и даже на образованиях нижнего структурного яруса, что свидетельствует о еще довольно длительном периоде продолжающихся разнонаправленных подвижек различных блоков нижнего структурного яруса после завершения главной фазы структурной перестройки. Порода верхнего структурного яруса также часто имеют наклонное, иногда довольно крутое залегание, но явно выраженных пликативных структур, антиклинальных или синклинальных, не образуют. Практически все пликативные деформации имеют приразломный характер, а в крупных блоках отражается их внутреннее строение, независимое от последних структурных перестроений.

Крупной структурой миоцен-эоплейстоценового яруса является Сусунайская наложенная впадина, которая с запада ограничивается региональным Центрально-Сахалинским разломом, являющимся крупным надвигом, а на севере, уходя в акваторию, сочленяется с Макаровским прогибом, большей частью находящимся в акватории залива Терпения. Чехол впадины сложен в основном миоцен-эоплейстоценовыми отложениями маруямской свиты, общая мощность которой – около 2 км. Асимметричное строение впадины, отсутствие какого-либо центра прогибания и формирование ее только лишь за счет опускания западной стороны обусловили выбор термина для ее обозначения «впадина» вместо часто употреблявшихся для этой структуры «прогиб» или «депрессия», подразумевающих обязательное наличие зон растяжения, тогда как формирование ее происходило в результате сильной трансгрессии и вблизи естественного упора – Центрально-Сахалинского разлома бескорневых антиклинальных складок в менее литифицированных породах среднемиоценового–эоплейстоценового яруса.

Важное значение в тектоническом развитии территории имеет Синегорская трансформная геосутура, выделенная впервые В. К. Ротманом [Ротман, 1984; Геология..., 2005]. Эта геологическая структура формирует на изученной территории Синегорскую зону поперечных дислокаций [Государственная..., 1995]. В ее пределах пликативные структуры ЗССЗ приобретают нехарактерное для сахалинских структур северо-западное простирание. В ВСССЗ

с ней связан Сусунайский метаморфический блок. Трансформная сутура имеет глубинное заложение, она пересекает остров и прослеживается далее в пределах акваторий. По мнению авторов, южная граница сутуры проходит несколько севернее, чем она проведена на ГК-1000/2 [Государственная..., 1995]. Выделявшийся тогда по современным сейсморазведочным материалам Лютогинский разлом (а он проводился по хорошо изученной площади Анивских газовых месторождений [Оксенгорн, 2002ф]), подтверждения не находит, а на остальной площади ему соответствуют тектонические нарушения явно не соответствующего ему ранга. Согласно представлениям авторов, граница сутуры проходит чуть севернее – по Мицульскому разлому с левосторонней сдвиговой кинематикой и отделяет от Сусунайского метаморфического массива Корсаковскую сбросовую ступень. На западе на границе с Синегорской геосутурой окончательно затухают антиклинальные ветви, отходящие от Крильонского поднятия. Северная граница, по мнению авторов, также может быть смещена к северу – в район окончания мыса Муловского на охотоморском берегу – ее здесь подчеркивают крутой заворот простираний СВК верхнего структурного яруса, смещение в акваторию зоны Центрально-Сахалинского разлома и северо-западное простирание вулканических тел кислого состава. На побережье Татарского пролива в районе пос. Ильинское в акваторию раскрывается последняя крупная синклиналь северо-западной ориентировки. С сутурой, очевидно, связаны и магматические очаги аракайского, чеховского и анивского вулканических комплексов.

Как отмечалось выше, Крильонское поднятие по своей форме также имеет не типичную для Сахалинских структур ориентировку – близкую к широтной. Авторы предполагают здесь наличие еще одной геосутуры – Крильонской. Она обладает теми же признаками, что и Синегорская. Здесь также наблюдаются, как отмечалось выше, подвороты структур в северо-западном направлении, с ней связаны очаги вулканической деятельности (анивский дацитовый комплекс вулканический). В Крильонскую геосутуру попадает и о. Монерон, что подчеркивается схожими вулканическими и рудными проявлениями.

Синегорская и Крильонская сутуры имеют глубинное заложение, подвижки по ним происходят, по-видимому, с относительно медленной скоростью, что приводит в вышележащих СВК, в первую очередь, к пликативным деформациям, а дизъюнктивы образуются только после наступления предела пластичности пород. Судя по морфологии складок, находящихся в пределах сутур или на примыкающих к ним территориях, можно предположить, что тектонические подвижки по трансформным сутурам осуществляются по встречным направлениям: в Синегорской в северо-западном направлении, в Крильонской – в юго-восточном.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Важную роль в формировании современной геологической структуры сыграли разрывные нарушения, определяющие продольную и поперечную зональность структурного плана региона. Преобладают разломы субмериди-

онального, северо-восточного и северо-западного направлений, крутопадающие – сбросы, взбросы и сдвиги, реже надвиги. Как уже отмечалось, главные разломы являются границами тектонических зон или разделяют главные структурные элементы внутри них. *Сусунайский правосторонний взбросо-сдвиг* является границей между ВСССЗ и ЗССЗ, Центрально-Сахалинский разлом отделяет Сусунайскую наложенную впадину от Западно-Сахалинского поднятия. Оказали влияние на формирование современной морфоструктуры Сахалина разломы, находящиеся в акватории и ограничивающие с востока и запада Хоккайдо-Сахалинскую складчатую систему (ХССС) – Западно-Сахалинский и Хоккайдо-Сахалинский. В качестве главных нарушений можно выделить и те, которые создали определенную зональность внутри ВСССЗ: Западно-Тонино-Анивский и Мерейский, образующие систему правосторонних взбросо-сдвигов, ограничивающих Муравьевскую наложенную впадину. Эти нарушения имеют сложное строение и представляют собой, как правило, зоны, в которых может соседствовать по несколько тектонических пластин, наблюдаться дробление пород, крутые подвороты слоев. Учитывая сложное строение зоны в целом, амплитуды этих нарушений определить, как правило, не удастся.

Параметры разрывных нарушений в ЗССЗ можно оценить как при непосредственных наблюдениях, так и при изучении их геофизическими методами. Важная роль отводится *Центрально-Сахалинскому разлому*, отделяющему Западно-Сахалинское поднятие от Сусунайской наложенной впадины. Разлом имеет региональный характер и составляет вместе с Тымь-Поронайским разломом единый Центрально-Сахалинский глубинный разлом (Государственная...; Ротман). По плоскости разлома, падающей к западу под углом 60–80° верхнемеловые отложения надвинуты на неогеновые, которые в зоне разлома интенсивно перемяты. Зона нарушения трассируется в виде ломаной линии, что обусловлено смещением отдельных блоков по зонам диагональных, более молодых разрывов. Углы наклона сместителя оцениваются в 50–70°, но только однажды зона нарушения была вскрыта при структурном бурении на (Малинковской площади), когда скважина в холмской свите вошла в маруямские отложения [Оксенгорн, 1969ф]. Вертикальную амплитуду нарушения можно оценить не менее чем в 1–2 км, судя по тому, что расположенные вплотную к зоне нарушения скважины в Сусунайской наложенной впадине (Лозинская, Малинковская и др.) вскрывают невеликие отложения на глубинах от 1 до 1,5 км [Воронин, 2012ф], при том, что в надвинутом крыле на поверхность выходят холмская и невеликая свиты.

Нарушение зародилось на первых стадиях развития Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы (скорее всего в позднем мезозое) и в дальнейшем периодически активизировалось. Последний крупный период активизации, исходя из возраста перекрытых им пород маруямской свиты, был в плиоцене. Разлом активен до настоящего времени, с зоной его влияния связаны Синегорские минеральные источники, Южно-Сахалинский грязевый вулкан. С ним связаны очаги случающихся периодически землетрясений, что характерно и для других крупных разрывных нарушений.

Второй по значению *Западно-Сахалинский региональный разлом* – правосторонний взбросо-сдвиг по кинематике – расположен в акватории и

разделяет прогибы Южно-Татарский, Монеронский и поднятия Западно-Сахалинское и п-ов Крильон. Оперяющие его нарушения или относящиеся к его системе осложняют структуры, расположенные в береговой зоне Татарского пролива. Зона разлома фиксируется линейным расположением вулканических центров миоценового времени. О подвижках по разлому в четвертичное время говорят минеральные источники в зоне разлома, выходы горячих газов, а также наличие висячих долин, по В. К. Ротману. С Западно-Сахалинским разломом связано разрушительное Невельское землетрясение 2007 г.

Свои системы разрывных нарушений, преимущественно диагонального простирания, формируют и Синегорская и Крильонская геосутуры. Это одни из самых долгоживущих нарушений. Они активны до настоящего времени и имеют преимущественно сдвиговый характер. Эти сдвиги определяют «ломаный» характер зоны Центрально-Сахалинского разлома, особенно выраженный вблизи северной и южной границ Синегорской геосутуры.

АКВАТОРИЯ

Изученная акватория листа L-(53),54 охватывает южную часть Татарского пролива, шельф Японского моря, включая северные склоны возвышенностей Витязя и Алпатова и шельф и континентальный склон Охотского моря, соответствующие главным надпорядковым морфоструктурам водной территории, отраженным на схеме тектонического районирования: Южно-Татарскому рифтогенному прогибу, Япономорской и Охотоморской неоплатформенным плитам.

Наиболее крупными структурными элементами первого порядка являются осадочные бассейны, сформировавшиеся во впадинах и прогибах земной коры – Южно-Татарский осадочный бассейн в одноименном прогибе и Исикари-Западно-Сахалинский в прогибах Японского моря. Латеральной границей этих бассейнов являются крупные приподнятые блоки осадочного чехла: Пионерское поднятие и блок Невельского.

К элементам второго порядка отнесены поднятия – вулcano-тектонические структуры Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, продолжающиеся в акваторию, и Хоккайдо-Сахалинской СС. Третий порядок – это прогибы, разделяющие поднятия и антиклинальные зоны и моноклинали. К четвертому порядку отнесены локальные антиклинальные складки.

Структурно-вещественные комплексы тектонических подразделений акватории, по сейсмическим данным, подразделяются на два структурных этажа: акустический фундамент и осадочный чехол. Акустический фундамент, слагающий нижний структурный этаж, сложен нерасчлененными интенсивно дислоцированными палеозой-мезозойскими и мезозой-кайнозойскими осадочными, магматическими и метаморфическими породами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса на приматериковом шельфе и породами, слагающими тектонические поднятия Сахалина – на присахалинских акваториях.

Осадочный чехол верхнего структурного этажа – кайнозойского – сложен кайнозойскими терригенными, терригенно-кремнистыми и кремнистыми отложениями областей прогибания мощностью до 5–9 км.

Южно-Татарский рифтогенный прогиб занимает северную часть Японской окраинно-континентальной рифтовой системы и представляет собой структуру задугового бассейна (осадочного бассейна с одноименным названием), заложение которого произошло в конце эоцена – начале олигоцена [Жаров и др., 2004]. Осадочный чехол рифтогенного прогиба залегает на акустическом фундаменте нижнего мезозойского структурного этажа и полностью сложен СВК раннепалеоген-эоценового этажа, объединенными в Татарскую структурно-фациальную зону. Осевые части рифта выполнены гравийно-галечниковой с глинами и диатомитовыми глинами формацией, на склонах рифта преобладают песчано-алевритовая, опоковая, кремнисто-глинистая формации.

Южно-Татарский прогиб характеризуется преимущественно отрицательным магнитным полем интенсивностью до –350 нТл. Линейные отрицательные аномалии вытянуты в северо-восточном направлении. В восточной части аномальное магнитное поле приобретает знакопеременный характер, к востоку поле становится преимущественно положительным. В аномалиях Буге здесь наблюдается плавный переход от суши к центру прогиба, в направлении к которому увеличивается градиент силы тяжести, интенсивность колеблется в диапазоне от 54 до 232 мГал.

Во впадине прогиба сформирован Южно-Татарский осадочный бассейн, который имеет в плане форму трапеции, высота которой составляет 380 км, а ширина основания – 90 км в районе островной суши и 140 км в глубоководной части. Развитие бассейна происходило в три этапа тектоно-магматической активизации и синхронного прогибания: поздний эоцен(?)–олигоцен, ранний – начало среднего миоцена, поздний миоцен – ранний плиоцен.

На западе Южно-Татарский бассейн ограничен *Приморской материковой моноклиной*, образованной полого погружающейся террасированной поверхностью Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, на юго-востоке – Пинерским поднятием, блоками Мусаси и Невельского отделен от Исикари-Западно-Сахалинского бассейна, занимающего область Монеронского прогиба в зоне шельфа Японского моря. Приостровной борт бассейна осложнен Старомаячинской антиклинальной зоной субмеридионального простирания.

Приморская моноклинал прослеживается через весь участок с севера на юг вдоль берега. Морфологически моноклинал представляет собой полого погружающуюся к юго-востоку поверхность эродированных позднемиоценовых–раннепалеогеновых комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. На всем протяжении она характеризуется минимальной мощностью до полного отсутствия отложений сергеевского и углегорского комплексов, перекрытых чехлом курасийско-маруямских отложений мощностью от 0,4 до 1,0 км. В прибрежной части поверхность моноклинали формируется вулканическими плато миоценового возраста, прослеживающимися на расстояние до 10 км от берега.

В геофизических полях Приморская моноклинал прослеживается вдоль побережья полосой магнитных аномалий средней интенсивности. Поле сла-

бодифференцировано, но отдельные аномалии достигают 500 нТл. Аномалии характеризуются изометричным морфологическим типом с плавными очертаниями изолиний. Источники магнитных аномалий залегают на глубине до 15 км. Простираение полосы северо-восточное. Риолиты, риодациты, их туфы, игнимбриты, андезиты, их туфы, конгломераты, туфопесчаники, туффиты, слагающие зону, характеризуются плотностью $2,49 \text{ г/см}^3$, остаточная намагниченность пород составляет $668 \text{ н} \cdot 10^{-3} \text{ СИ}$.

Пионерское поднятие представляет систему двух сопряженных устойчивых меловых односторонних блоков, борта которых ограничены высокоамплитудными нормальными сбросами северо-восточного простираения, а осевая часть осложнена протяженным сбросо-сдвигом. Размеры блоков составляют 100×25 и 60×20 км.

Блок Невельского располагается на краю шельфа и примыкает на юге к блоку Мусаси. Имеет в плане линейную форму размером 75×20 км, простирается в субмеридиональном направлении. Западное крыло и южная периклиналь осложнены протяженными сбросами. Глубина погружения свода составляет 1,5 км.

Основными отрицательными структурными элементами Южно-Татарского бассейна являются Тернейский, Ольги и Нельминский прогибы, положительными – Лопатинское плато.

Тернейский прогиб в современной структуре расположен в глубоководной части пролива (глубина моря более 1000 м). Прогиб имеет неправильную треугольную форму и вытянут по длинной оси на расстояние до 300 км. Ширина прогиба изменяется от 50 км у юго-западной центриклинали до 125 км у северо-восточного замыкания. Простираение прогиба северо-восточное, диагональное относительно островного борта, фундамент опущен на глубину до 10,5 км, мощность осадочного чехла в депоцентре – более 9 км. На присахалинском крыле прогиба, подвергшемся интенсивным складкообразовательным процессам, сформированы Красногорская (лист М-54) и Старомаячинская антиклинальные зоны.

Старомаячинская антиклинальная постседиментационная зона занимает аналогичную структурную позицию и также является типичной транспрессионной позитивной структурой, оперяющей зону главного сдвига. Она прослежена на 50 км и состоит из серии кулисовидных приразломных антиклиналей. Фундамент в пределах антиклинальной зоны проявлен очень неотчетливо. В то же время структурно-стратиграфические особенности разреза, изученные сейсмическими методами и бурением на шельфе, позволяют предположить, что зона наложена на подножие склона глубоководного бассейна.

Прогиб Ольги, представляющий собой в морфологическом плане грабенообразную структуру, ориентирован в северо-восточном направлении. Крутой северо-западный борт прогиба контролируется нормальными сбросами. Юго-восточный борт разбит малоамплитудными субмеридиональными и северо-восточными сбросами. Глубина погружения фундамента превышает 8,5 км, мощность осадочного чехла превышает 6,0 км.

Нельминский прогиб располагается в юго-восточной части бассейна, имеет в плане треугольную форму с длиной сторон 110 км. От сопряженного прогиба Ольги он отделен Кольцевым поднятием, сопряженным с Лопатинским

плато. Глубина погружения фундамента в депоцентре превышает 4,5 км, мощность чехла – более 3,0 км. Северное замыкание впадины осложнено вулканической постройкой, отраженной в рельефе морского дна.

Лопатинское плато расположено на восточном борту бассейна в зоне сочленения центриклиналей Тернейского и Ольги прогибов. В плане оно имеет линейную форму размером 65 × 15 км, характеризуется сглаженным рельефом со слегка выступающими отдельными погребенными вулканическими постройками. Формирование плато произошло в результате интенсивной эффузивной деятельности на ранней стадии раскрытия Татарского рифта.

Япономорская плита. Позднекайнозойские терригенные отложения фациальной зоны шельфа и подводных поднятий Японского моря характеризуют окраинноморскую обстановку. В вертикальном разрезе кайнозойских отложений верхнего структурного этажа выделяются два формационных комплекса: нижний олигоцен-нижнеплиоценовый опоковый кремнисто-глинистый с диатомитами, туфоаргиллитами и вулканитами (в основании) и верхний песчано-гравийно-галечный полимиктовый. Эти комплексы можно рассматривать как структурные ярусы раннепалеоген-эоплейстоценового структурного этажа, разделенные между собой поверхностью стратиграфического несогласия – сейсмический горизонт 2.

Исикари-Западно-Сахалинский бассейн эволюционировал от синколлизийного прогиба в эоцене до междуугового в позднем эоцене–раннем миоцене и до системы присдвиговых трогов в позднем миоцене–квартере [Геология..., 2004]. Площадь бассейна занимает часть акватории Японского моря, прослеживаясь далеко на юг в сторону западного Хоккайдо. Общая протяженность бассейна составляет почти 800 км: от южной части центрального Хоккайдо до Западно-Сахалинских гор. С севера и запада бассейн обрамлен Пионерским поднятием, блоками Невельского и Мусаси. На востоке ограничением бассейна являются меловые и мел-палеогеновые образования Западно-Сахалинского и Крильонского поднятий.

В структурном отношении строение бассейна довольно сложное. Большую часть бассейна занимают субмеридиональные Шебунинский и Монеронский прогибы, разделенные Монеронским поднятием. На севере расположен Холмский прогиб северо-восточного простирания, на востоке – Ясноморский субмеридиональный прогиб.

Монеронский прогиб в верхней части осадочного разреза соответствует клиновидному присдвиговому трогу, раскрывающемуся в южном направлении в прогиб Темпоку на шельфе Северо-Восточного Хоккайдо [Геология..., 2004]. Относительно пологий западный борт прогиба накладывается на Монеронское поднятие и выклинивается, восточный интенсивно деформирован в пределах Кузнецовской и Виндисской антиклиналей. Ширина прогиба на всем протяжении составляет около 40 км. Фундамент с севера на юг погружается с 3 до 6,5 км. Осадочный чехол составляют эоценовые и раннемиоценовые отложения, среди которых максимальные мощности (до 2,5 км) имеет западно-камышовый комплекс. Мощности маруянского комплекса варьируют от 1 км в бортах до 2 км в депоцентре, а мощность курасийского не превышает 1 км, чаще изменяясь от 0,4 до 0,6 км. Верхнедуйский комплекс распространен преимущественно в северной части прогиба и присутствует в ми-

нимальных мощностях (до 0,3 км). Прогиб характеризуется отрицательными локальными аномалиями силы тяжести.

Холмский прогиб от Монеронского отделен погруженной периклиналью Монеронского прогиба и разломами северо-восточного простирания. Размеры прогиба составляют 100 × 30 км. Занимает крайнее северо-западное положение в структуре бассейна и со всех сторон ограничен долгоживущими структурными поднятиями. В депоцентрах фундамент погружен до 4,5–5,0 км. Осадочный чехол представлен всеми комплексами в сокращенной мощности в связи с позицией прогиба на фланге бассейна, вблизи долгоживущих поднятий.

Ясноморский прогиб представляет собой узкий трог на уровне верхнего структурного яруса и пологий западный борт палеогенового бассейна в нижнем структурном ярусе. Прогиб протягивается субмеридионально на 120 км при ширине 5–12 км. Его южная центриклиналь выходит на островную сушу в виде синклинали, выполненной отложениями, коррелятивными углеродскому и курасийскому комплексам. Депоцентр прогиба с фундаментом, погруженным на 5,2 км, смещен к его западному борту, осложненному правым сбросо-сдвигом. Современная структура прогиба на всем протяжении ограничена постседиментационными антиклинальными зонами. Суммарная мощность палеоген-раннемиоценовых комплексов изменяется от 1 до 2,5 км. Среди миоцен-четвертичных комплексов максимальные мощности присущи маруямскому (1,5–2,0 км), а верхнедуйский на большинстве площади отсутствует.

Кузнецовская антиклинальная постседиментационная зона сформировалась за счет инверсии осевой части Монеронского прогиба и представляет собой обширную позитивную цветочную структуру, состоящую из Кузнецовской и Виндисской приразломных антиклиналей полного и неполного контура. Судя по глубинам фундамента в сопряженном депоцентре Монеронского прогиба, плиоцен-четвертичная инверсия имела амплитуду не менее 1,5–2 км.

Монеронское поднятие соответствует в морфологическом плане структуре горстового типа, объединяет систему мелководных банок, острова Ребун, Рисии и Монерон и прослеживается на значительное расстояние при ширине 25–30 км. В своде поднятия на поверхность выведен мел-палеогеновый фундамент, на восточном крыле установлено дивергентное разрастание всех осадочных комплексов, отражающее его длительный конседиментационный рост. Поднятие характеризуется локальными положительными аномалиями силы тяжести.

Шебунинский прогиб расположен в западной части бассейна и ограничен долгоживущими Монеронским поднятием и блоком Невельского. Прогиб прослеживается в южном направлении, глубина погружения фундамента достигает 5,0 км.

Северо-восточная окраина Японского моря относится к типу бордерленда [Мельниченко, 2007]. Докайнозойский консолидированный фундамент и палеоген-миоценовые вулканогенные толщи здесь развиты многочисленными разломами, создавшими систему грабенных и горстовых. Горсты образуют банку Мусаси, острова Садо, Окусири, Рисии и подводные валы.

Охотоморская неоплатформенная плита. Кайнозойские терригенные отложения Охотоморского шельфа относятся к миоцен-эоценовому структурному ярусу верхнего структурного этажа и выделяются в Южно-Присахалинскую СФЗ, которая подразделяется на Анивскую и Терпеньевскую подзоны. В вертикальном разрезе позднекайнозойского осадочного чехла выделяются опоковая, диатомово-глинистая, песчано-глинистая, кремнисто-глинистая, песчано-гравийно-глинистая формации шельфа и диатомово-глинистая, кремнисто-глинистая турбидитовая формация континентального склона.

Южно-Сахалинский осадочный бассейн, занимающий в основном заливы Терпения и Анива, в тектоническом отношении представляет собой акваториальное продолжение Тымь-Поронайской (лист М-54) и Сусунайской межгорных впадин и смежных с ними поднятий (Сусунайского, Тонино-Анивского). Доплиоценовый разрез представлен здесь в основном восточными краевыми фациями Исикари-Западно-Сахалинского бассейна, а более молодые отложения имеют уже общие черты с другими районами сахалинского шельфа. Палеоген-миоценовые отложения разделяются на комплексы, свойственные юго-западному Сахалину, с той лишь разницей, что здесь отсутствует палеоцен-эоценовый западно-камышовый сейсмокомплекс, а более молодые слои трансгрессивно перекрывают складчатый мезозойско-кайнозойский фундамент.

Северным ограничением бассейна служит Поронайское поднятие, на западе бассейн ограничен Сусунайским и Восточно-Анивским поднятиями, на востоке – горстом мыса Терпения, на юге простирается в субмеридиональном направлении практически до побережья о. Хоккайдо.

В структуре бассейна выделяется система прогибов и поднятий. Наиболее крупными на территории листа являются Стародубский и Тумановский прогибы, разделенные поднятиями, которые представляют собой жесткие блоки фундамента, характеризующиеся формой, близкой к изометричной. Размеры поднятий составляют 50×35 и 60×45 км.

Макаровский прогиб на акватории расположен своей крайней юго-западной частью в восточном направлении и ограничен Найбинским поднятием. К югу через зону прогибов на шельфе сочленяется с Сусунайским поднятием.

Тумановский прогиб (120×25 км) представляет собой узкую структуру, простирающуюся которой изменяется с субмеридионального в северной части на северо-восточное в южной. Мощность осадочного чехла максимальна в центральной части прогиба, где достигает значений более 6,0 км. На юге сочленяется со Стародубским прогибом, расположенным дискордантно по отношению к Тумановскому. С востока ограничен Мануйским поднятием, в пределах которого выделена Невская антиклинальная структура.

Стародубский прогиб размером 135×45 –60 км характеризуется северо-западным простираением. На западе ограничен Центрально-Анивским поднятием. Юго-восточная часть прогиба находится в зоне влияния Хоккайдо-Сахалинского разлома, в пределах которого осадочный чехол интенсивно дислоцирован системой взбросов и пликативными деформациями. Мощность

осадочного чехла в прогибе превышает 8,0 км. Осложнен антиклинальными структурами – Стародубской, Арсентьевской и Синявинской.

В восточной, обращенной к Южно-Охотской зоне, части площади по зонам поперечных сбросо-сдвигов заложены приразломные депрессии и грабены, глубоко проникающие в структуры поднятий. Наиболее крупный из них *Китами-Анивский прогиб*, который является шелевым присдвиговым грабеном. По простиранию на юго-восток переходит в террасу Момбетсу.

Тонино-Анивский горст является продолжением на шельфе Тонино-Анивского полуострова, простираясь на расстояние свыше 200 км при ширине от 15–20 до 40 км. Восточным ограничением поднятия служит протяженный субмеридиональный высокоамплитудный взброс, отделяющий его от Китами-Анивского прогиба.

Западно-Анивский прогиб прослеживается под водами залива Анива и пролива Лаперуза в субмеридиональном направлении вдоль ограничивающего его с востока Сусунайского разлома. Протяженность прогиба составляет 125 км, ширина – 35 км. В рельефе поверхности фундамента выделяются выступы и впадины, выполненные миоцен-четвертичными отложениями мощностью 3,5 км. Западный борт прогиба осложнен Атласовским поднятием, включающим Атласовскую, Найчинскую и Утесовскую антиклинали.

Восточно-Анивский прогиб выполнен отложениями олигоцена – нижнего миоцена мощностью до 5,0 км на востоке. На западе бассейна отложения кайнозойского осадочного чехла полого налегают на Центрально-Анивское поднятие, на востоке круто воздымаются в направлении Тонино-Анивского горста. Протяженность прогиба – более 100 км, ширина – 40 км. Западный борт прогиба осложнен Восточно-Анивской антиклиналью.

Центрально-Анивское поднятие, разделяющее Западно-Анивский и Восточно-Анивский прогибы, представляет структуру горстового типа, заложение которой произошло в раннем палеогене. На севере через тектоническое нарушение северо-западной ориентировки поднятие сочленяется с Сусунайским блоком и продолжается в юго-западном направлении на 125 км при ширине 10–20 км. Мощность плиоцен-четвертичных отложений в своде структуры не превышает 1,0 км.

В восточной части Южно-Сахалинского бассейна, ограниченной зоной Хоккайдо-Сахалинского разлома, выделены неогеновые СВК, представленные кремнисто-глинистыми и карбонатно-глинистыми формациями склонов и палеовыступов и турбидитно-олигостромовыми формациями палеоканьонов.

Склон котловины террасирован и рассечен современными и миоценовыми палеоканьонами сдвиговой природы. Мощность осадочного комплекса в подножии склона достигает 3–3,5 км, уменьшаясь в его верхней части до 1–1,5 км. Верная система троговых палеодолин на склоне бассейна указывает на смену ориентировки от северо-западной в раннем–среднем миоцене до субширотной и северо-восточной в позднем неогене.

Северо-восточная и восточная окраины Японского моря относятся к типу бордерленда [Мельниченко, 2007]. Докайнозойский консолидированный фундамент и палеоген-миоценовые вулканогенные толщи здесь разбиты мно-

гочисленными разломами, создавшими систему грабенов и горстов. Горсты образуют банку Мусаси, острова Садо, Окусири, Рисири и подводные валы.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Существенную роль в формировании структурного облика осадочного чехла акватории сыграли разрывные нарушения, которые по времени заложения и кинематике подразделяются на следующие группы:

Главные и второстепенные типы разломов, различающиеся по протяженности, амплитуде перемещений и интенсивности приразломных деформаций, среди которых выделяются:

– сквозные позднемиоцен-четвертичные разломы и активизированные разломы раннего заложения;

– погребенные разломы позднепалеогенового и ранне-среднемиоценового заложения (скрытые под вышележащими образованиями).

В группу позднепалеогеновых погребенных разломов отнесены нормальные и листрические сбросы, контролирующие грабенообразные синклинальные зоны, грабены, полуграбены, локальные погребенные впадины, а также борта крупных поднятий. Все они выделены в западной части площади, удаленной от арены позднекайнозойских взбросо-сдвиговых перемещений. Большинство разломов имеет северо-восточное простирание и прослеживается от 15–20 до 50–80 км. Единичные разломы имеют субширотно-юго-восточное простирание (Тернейский прогиб) и, по-видимому, отражают крупные внутрибассейновые неоднородности.

Главные разломы имеют протяженность от 40–50 до 80 км. Вертикальная амплитуда смещения блоков фундамента изменяется от первых сотен метров до 2–3 км. К таковым отнесены сбросы, контролирующие крутые борта Тернейского и Монеронского прогибов, а также некоторых грабенов и синклинальных зон. Второстепенные сбросы прослежены на 10–30 км и имеют вертикальную амплитуду перемещений первые сотни метров. Они сопровождают главные разломы либо ответвляются от них и, чаще всего, осложняют более пологие борта крупных прогибов.

Наиболее крупные разломы заложились в конце эоцена – начале олигоцена. Большинство разломов этого типа претерпели активизацию в ранне-среднемиоценовую фазу движений, завершили свое развитие в конце углегорского времени и оказались запечатанными под чехлом среднемиоцен-четвертичных осадков. Реже они были активизированы в позднемиоцен-четвертичный этап (борт Ясноморского прогиба). Некоторые из них, в основном второстепенные, завершили свое развитие в олигоцене.

Ранне-среднемиоценовые разломы фактически являются разломами позднепалеогенового заложения, продолжившими свое развитие в раннем–среднем миоцене с изменением кинематики. В этой группе преобладают также нормальные и листрические сбросы, но разломы более разнообразны по кинематике и обстановкам формирования. Разломы этой группы распространены наиболее широко в Южно-Татарском бассейне и контролируют погребенные конседиментационные антиклинальные структуры в северо-западной

части Исикари-Западно-Сахалинском ОБ, сопряженной с Пионерским поднятием.

Наиболее широко распространены сквозные разломы позднемиоцен-четвертичной фазы заложения, входящие в систему разрывных структур Западно-Сахалинской ССЗ. Они протягиваются вдоль островного побережья от мыса Крильон на юге до широты г. Александровск-Сахалинский на севере и образуют веерообразно расходящиеся пучки дизъюнктивов, приуроченные к участкам расщепления и искривления транспрессионной структуры. Зона разломов трассируется протяженными крупноамплитудными правыми сдвигами, сбросо- и взбросо-сдвигами субмеридионального простирания, прослеженными на 50–100 км. Парагенезис опережающих разрывов представлен сочетанием северо-северо-западных взбросов, субширотных и северо-восточных сбросов и, как правило, диагональных левых взбросо- и сбросо-сдвигов, смещающих зону главного разлома. В участках расщепления сдвиговой структуры сформированы кулисовидные зоны антиклинальных складок, имеющих преимущественно северо-северо-западное простирание. Парагенезис разрывных и складчатых структур указывает на правосдвиговую природу деформаций.

Активность структуры Западно-Сахалинской ССЗ фиксируется по распределению мощностей и фаций верхней части маруямского осадочного комплекса, сформированной синхронно с тектоническими движениями.

В пределах акваториальной части листа L-54 к крупным разломам относятся Западно-Сахалинский и Ламанонский, Южно-Татарская зона разломов в Татарском проливе, Хоккайдо-Сахалинский в заливах Терпения, Сусунайский в заливе Терпения и Анива.

Приматериковый борт Южно-Татарского бассейна контролируется протяженной системой погребенных сбросов и правых сдвигов позднепалеогенового заложения, активизированных в раннем миоцене (*Южно-Татарская зона разломов*). Зоны разломов трассируют ступень по поверхности акустического фундамента с перепадом глубин от 0,2–0,3 до 0,5–1,0 км, выраженной в смене знака гравиметрического и интенсивности магнитного полей.

Западно-Сахалинский разлом протягивается вдоль западного побережья Сахалина, участками захватывая прибрежную сушу. Зона разлома сопровождается системой крупноамплитудных правосторонних взбросо-сдвигов и крутыми флексурами. Широтными и диагональными сбросами и взбросами разлом разделяется на множество секторов. В зоне действия разлома присдвиговые деформации способствовали формированию напряженных складок; в пределах листа L-54 это – Кузнецовская антиклинальная зона.

Западно-Сахалинский разлом имеет сквозную природу. Дислоцируя самый молодой верхнемаруямско-дерюгинский ССК, этот крупнейший линеймент отделяет Сахалинский складчатый ороген от татарских кайнозойских депрессий.

Ламанонский разлом протягивается в северо-западной части Татарского пролива в сторону мыса Ламанон, определяет западный борт глубочайшего Тернейского прогиба, а с расположенными севернее Совгаванским и Красногорским поднятиями – границу Северо- и Южно-Татарского бассейнов. Ла-

манонский разлом это – сброс с практически вертикальным перемещением палеоген-нижнемиоценовых отложений амплитудой до 0,5 км.

Сусунайский разлом, протягивающийся практически в субмеридиональном направлении с юга залива Анива через островную сушу на юг залива Терпения, представляет собой правосторонний взбросо-сдвиг, ограничивающий с востока Западно-Анивский прогиб, а в заливе Терпения определяющий левый борт Сусунайского поднятия.

Хоккайдо-Сахалинский разлом выражен полосой интенсивных складчатых и разрывных дислокаций. Разлом состоит из многих отрезков с преобладающей взбросо-сдвиговой правосторонней кинематикой. В пределах акваториальной части листа разлом устанавливается в заливе Терпения, где определяет западный борт Китами-Анивского и Стародубского прогибов. Поперечными сдвигами разлом в заливе Терпения разделен на два сектора северо-северо-западных простираций.

Описанные крупные разломы имеют древнее, как правило, раннепалеогенное заложение. Они определили положение и кинематику более мелкой сети разломов и дизъюнктивно-пликативных структур. Многие из них активизировались в новейшую (плиоцен-плейстоценовую) стадию тектогенеза и сыграли решающую роль в становлении современной структуры острова и прилегающей акватории.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Территория листа расположена в переходной зоне от материка к Тихому океану в зоне сочленения Евразийской (Амурской) и Охотоморской литосферных плит и характеризуется блоковой дискретностью, проявляющейся в горизонтальной изменчивости геолого-геофизических параметров коры. Блоки различного ранга разделяются глубинными разломами, рифтовыми структурами, складчато-надвиговыми системами и древними субдукционными зонами. Район исследований охватывает часть Амурского геоблока (Сихотэ-Алинь Приморья), континентальный склон, рифт Татарского пролива и вытянутый в меридиональном направлении блок земной коры, образованный Хоккайдо-Сахалинской складчатой системой, которая ограничена с востока структурами Курило-Камчатской островодужной системы.

Глубинное строение изучаемого региона характеризуется трехслойным разрезом: верхняя мантия, земная кора (верхняя и нижняя), складчатый фундамент (немагнитный и магнитный). К четвертому слою можно отнести осадочный чехол, развитый в акваториальной части.

Амурский геоблок или Сихотэ-Алинский разуплотненный линейный блок, далеко выходящий за пределы территории листа, отвечает очаговым магматогенным структурам тихоокеанского направления [Шатков, 2004]. По данным профилей ГСЗ, Сихотэ-Алинский блок характеризуется аномально расчлененной земной корой повышенной гомогенности, с плавно возрастающими скоростями упругих волн к поверхности Мохо. Наблюдается выпадение из разреза коры «диорит-метаморфического» слоя, при повышенной мощности «гранулит-базитового» слоя с пониженной скоростью и плотностью. Для Амурского блока характерна средняя, до пониженной, общая мощность земной коры континентального типа, с резким, уступообразным сокращением на восток к побережью Татарского пролива: от 38 до 32 км. Наиболее резкий уступ наблюдается по системе Оуми-Джаусинского (Восточного) разлома, который выделяется зоной пониженного сопротивления как глубинный разлом [Каплун, Бронников, 2017], разделяющий два блока земной коры. Западный блок совпадает с Лужкинской подзоной Восточной зоны, а Прибрежный блок с Кемской подзоной, имеющей пониженную мощность земной коры по отношению к Западному. Этот разлом, слабо проявленный на поверхности, хорошо выделяется по всем геофизическим данным (гравиметрии, сейсмометрии, результатам моделирования МТЗ) и прослеживается от верхней мантии до земной поверхности.

В глубинном разрезе Сихотэ-Алинского блока, с востока на запад отмечается уменьшение плотности пород верхней мантии [Каплун, Бронников, 2017], а под Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ выделяется блок повышенной плотности, с повышенными скоростями продольных волн [Мальшев, 1977], погружающийся до глубины 135 км. Он выделяется как слой повышенного электрического сопротивления 300 Ом · м, круто опускающийся от подошвы земной коры под континент, который интерпретируется как остаток древней субдуцировавшей океанической плиты. Результаты магнитотеллурического зондирования в пределах Сихотэ-Алиня (Каплун, 2002; Никифорова и др., 1980) показали, что электропроводящий слой, рассматриваемый как астеносфера, расположен в верхней мантии на глубине около 100–120 км. Сихотэ-Алинская складчатая система характеризуется повышенной гетерогенностью плотности и магнитной восприимчивостью структур верхней коры.

Кайнозойские структуры растяжения, включая рифт Татарского пролива, нарушают ранее сформированные образования края континента и смежной периокеанической области (Филатова, 2004), нередко сопровождаясь интенсивными магматическими проявлениями. Палеоген-четвертичные базальтовые излияния являются продуктами трещинных излияний; мощность разрезов базальтовых плато достигает 800–1000 м. Эти эффузивы включают толеиты, субщелочные базальты и породы щелочной оливин-базальтовой серии. Толеиты близки к базальтам типа MORB и связаны, по-видимому, с астеносферными магматическими источниками (Филатова, 2004; Филатова, Родников, 2006).

В строении осадочного чехла Татарского пролива, северо-западной части Японского моря и восточно-сахалинского шельфа принимают участие мощные (до 9 км), слабо дислоцированные кайнозойские, преимущественно терригенные толщи. Зона приморской моноклинали, ограниченная с северо-запада выходом на поверхность кристаллических пород, характеризуется постепенным увеличением мощности осадочного слоя при общем сокращении мощности складчатого промежуточного комплекса к центру Татарского рифтогенного прогиба. Татарский рифтогенный прогиб, для которого определен тип деструктурированной земной коры, выделяется на разрезе по резкому сокращению общей мощности коры, особенно нижней.

В Японском море земная кора состоит из трех основных слоев. Верхний мощностью 1,0–2,0 км характеризуется скоростью от 1,5 до 3,5 км/с с относительно постоянным градиентом увеличения скорости с глубиной. Ниже расположен промежуточный слой мощностью 2,0–2,5 км и скоростью 4,8–5,6 км/с. Под ним залегает основной слой мощностью 8–10 км и скоростью 6,4–6,7 км/с. Скорости в верхней мантии вдоль поверхности Мохоровичича меняются от 7,8 до 8,2 км/с. Некоторые исследователи считают, что глубокоководные котловины Японского моря (площадь листа охватывает лишь незначительную северо-восточную часть котловины) имеют океаническое строение. Толщина коры составляет 12–15 км (Hirata et al., 1992).

Земная кора под структурами Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы характеризуется континентальным типом и имеет мощность до 30 км.

Магматическая деятельность на Сахалине проявилась как в эффузивной, так и интрузивной форме. Интрузивные породы развиты значительно реже и

объединены в плутонические комплексы и комплексы гипабиссальных малых интрузий, причем породы ультраосновного и кислого рядов развиты преимущественно в восточной части острова, а субщелочные тяготеют к его западной части. На глубинном геолого-геофизическом разрезе фиксируется зона мантийного диапира над восточной частью Восточно-Сахалинской складчатой зоны, в которой поверхность Мохо достигает 6 км, что может быть свидетельством древней зоны Охотоморской субдукции.

Вероятно, что активность тектонических процессов в пределах континентальной окраины Дальнего Востока объясняется высоким уровнем залегания астеносферного слоя, содержащего магматические очаги, развитием новых субдукционных процессов, приводящих к погружению плиты Охотского моря под структуры о. Сахалин.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическая история территории листа L-54 подразделяется на несколько этапов, соответствующих выделенным структурным этапам. В формировании главных тектонических структур региона – Сихотэ-Алинской складчатой и Хоккайдо-Сахалинской складчато-надвиговой (аккреционной) систем фиксируются частные эпизоды.

Хоккайдо-Сахалинская СФЗ

Триасово-юрско-раннепалеогеновый этап

История геологического развития Хоккайдо-Сахалинской складчато-надвиговой системы отражает тектонические процессы на западной окраине Тихого океана в мезозое. В это время происходило последовательное наращивание континентальной земной коры региона формациями субдукционно-аккреционных комплексов в обстановке активной континентальной окраины.

Триасово-юрско-раннепалеогеновый этап формирования Хоккайдо-Сахалинской тектонической структуры фиксируется в Сусунайско-Тонино-Анивской СФЗ. Триасово-юрский осадочный слой океанической коры Тихого океана представлен здесь пелагическими кремнистыми, глинисто-кремнистыми, вулканогенно-кремнистыми отложениями (великанская, юнонская толщи) с триасово-юрскими радиоляриями, сгруженными в аккреционной призме. Фрагменты океанической коры на Охотоморском побережье о. Сахалин в Сусунайско-Тонино-Анивской СФЗ сложены триасово-среднеюрскими офиолитовыми комплексами: водопадненского гарцбургит-лерцолитового и новиковского габбрового в ассоциации подушечными лавами базальтов в виде тектонических глыб и пластин в зоне тектонического меланжа с серпентинитовым матриксом. Триасово-юрский возраст офиолитов подтвержден U-Pb SHRIMP датировкой по цирконам габбродиоритов новиковского комплекса и Rb-Sr ориентировочной изохронной датировкой гарцбургитов водопадненского комплекса (см. гл. «Интрузивный магматизм»). Микроэлементный состав гарцбургитов демонстрирует их принадлежность к деплетированной мантии фундамента энсиматической островной дуги. Петрохимические данные и результаты изотопного датирования позволяют сопоставлять базит-гипербазиты офиолитовой ассоциации Сусунайско-Тонино-Анивской СФЗ с триасово-раннеюрским левенштерновским офиолитовым

дунит-гарцбургитовым комплексом Шмидтовской СФЗ (Шмидтовский террейн) в северной части о. Сахалин. Таким образом, Сусунайско-Тонино-Анивская СФЗ представляет собой аккреционную призму, сформированную в глубоководном желобе энсиматической островной дуги. Формации магматического пояса этой островной дуги не известны. Учитывая имеющиеся датировки, в частности скальной «толщи» – меланжа с глыбами базальтоидов как островодужного, так и плюмового происхождения, формирование аккреционной призмы закончилось не ранее конца позднего мела. Соответственно, сусунайский метаморфический комплекс является глубинной частью Сусунайско-Танино-Анивской аккреционной призмы, выведенной на поверхность уже в ходе палеоген-неогеновых тектонических процессов, вектор напряжения которых приобрел субмеридиональное простирание вследствие изменения вектора движения Тихоокеанской плиты.

Палеозона субдукции преобразовалась в сутуру в начале палеогена после заклинивания ее Охотоморским микроконтинентом [Гранник, 2013]. Охотоморская сутура протягивается вдоль восточной кромки о. Сахалин на расстояние более 1200 км и выражена мощной (40–70 км) зоной серпентинитового меланжа. Она фрагментарно проявлена в Сусунайско-Тонино-Анивской СФЗ на Тонино-Анивском полуострове и шельфе Охотского моря.

Охотоморская палеозона субдукции контролировала заложение и развитие мел-палеогеновой энсиматической островодужной системы, позже аккрецированной к восточной части Сахалина и на Тонино-Анивском полуострове. Океаническая обстановка на островах Сахалин и Хоккайдо фиксируется вплоть до конца раннего мела, когда сформировалась раннемеловая континентальная окраина. В раннемеловое время субдукционный процесс усиливается, вероятно, с ускорением перемещения океанической плиты Исонаги в позднем валанжине – готериве (Engebretson et al., 1985; Голозубов, 2006), что приводит к интенсификации гравитационного осадконакопления. В это время в глубоководном желобе (в другой интерпретации – в обстановке преддугового палеобассейна Сахалинского окраинного моря [Гранник, 2013] формировались флишевые терригенные, вулканогенно-осадочные толщи и турбидиты, представленные кремнистыми алевролитами, туфосилицитами, кремнистыми яшмами, олистолитами и олистоплаками базальтов, яшм (кедровская толща, утеснинская и горбушинская объединенные толщи) в Сусунайско-Тонино-Анивской и Озерско-Тонино-Анивской СФЗ, которые по сути являются гравигенными олистостромами, а не стратифицированными телами. Формированию разнообразных гравитационных отложений способствовала высокая тектоническая и сейсмическая активность, присущая островодужной обстановке.

Дальнейшее развитие субдукционного процесса фиксируют щелочно-базальтовые и карбонатно-кремнистые формации юрско-раннемеловой скальной толщи, сложенной туфами, metabазальтами, пикробазальтами с прослоями и линзами песчаников, яшм, известняков и позднемеловой флиш евстафьевской свиты. Необходимо отметить, что скальная толща не является стратиграфическим подразделением. Это олистострома, в составе которой присутствуют олистолиты как океанического, так и островодужного происхождения.

По мнению авторов Дальневосточной серийной легенды ГК-1000/3, Сахалинское море представляло собой часть плиты Кула, отделенной от океана вместе со спрединговыми зонами и океанскими вулканическими островами Охотоморским микроконтинентом. Формирование аккреционно-коллизионных комплексов Восточно-Сахалинской СС произошло в процессе дальнейшего коллизионного взаимодействия Охотоморского микроконтинента и энсиматической островной дугой [Гранник, 2013].

Возраст структурно-вещественных комплексов Сахалинского окраинного моря, установленный по фауне иноцерамов и аммонитов, скелетам радиолярий, радиологическим определениям, – раннемеловой (вторая половина раннего мела), альб-сеноманский и коньяк-датский [Гранник, 2013]. U-Pb SHRIMP-датирование детритовых цирконов из песчаников полимиктового меланжа Сусунайско-Тонино-Анивской зоны показало возраст 127 млн лет самой молодой популяции цирконов магматического облика с осцилляторной зональностью. Барремское время, по всей видимости, отвечает магматизму, происходящему синхронно с осадконакоплением в Сахалинском окраинном осадочном бассейне.

В альб-сеноманское – палеогеновое время происходит заложение и развитие Западно-Сахалинского преддугового прогиба. В меловом окраинном бассейне (Западная СФЗ Западно-Сахалинской СС) формировались терригенные плохоотсортированные отложения морской молассы, представленные алевролитами, песчаниками и аргиллитами айской, найбинской, быковской и красноярковской свит. В этой зоне зарождались новые глубинные разломы – Центрально-Сахалинский и Западно-Сахалинский.

К западу от заложившейся шовной структуры Западно-Сахалинского разлома к началу раннего мела в обстановке островной палеодуги (Монеронско-Самаргинской, по Симоненко) начинаются проявления среднеосновного известково-щелочного островодужного вулканизма (нижнемонеронский базальтовый вулканический комплекс). Нижнемонеронская толща миндалекаменных гиалобазальтов, гидроэксплозивных туфов базальтов с прослоями псаммитовых туфов основного состава вскрыта скв. Монеронская-1. Возраст толщи определен на основании перекрытия его палеонтологически охарактеризованной (радиоляриями и палинологическими спектрами) альб-сеноманской среднемонеронской толщей. В толщу накопившихся меловых осадков в Западной СФЗ внедряются дайки удальского позднемелового-палеоценого риолитового комплекса гипабиссальных малых интрузий.

На границе мела и палеогена начинается новый активный этап структурной перестройки района. К этому времени формирование в надсубдукционной обстановке складчатой структуры Восточно-Сахалинской СС (Тонино-Анивской аккреционной призмы) завершилось развитием палеоцен-эоценового тектоногенного комплекса полимиктового и серпентинитового меланжей. Сформировались аккреционные комплексы Тонино-Анивского аккреционного блока – тектонически меланжированные породы в виде блоков и пластин, предположительно, триасовых – юрских офиолитов. Строение аккреционной призмы отвечает характерным особенностям большинства тектонических единиц складчатого обрамления Восточной Азии: в основании залегают

кремнистые и вулканогенные породы, средние части сложены турбидитовыми флишевыми отложениями, верхние – терригенными алевропелитовыми и грубообломочными породами.

По-видимому, в это время зарождаются трансформные сuture Синегорская и Крильонская, диагонально пересекающие меридионально ориентированные структуры Западно-Сахалинской и Восточно-Сахалинской складчатых систем в северо-западном направлении. Вдоль шва начинают проявляться сдвиговые перемещения, которые приводят к дроблению поддвигающейся части океанической плиты. Образуются крупные тектонические блоки и пластины, которые перемешиваются, разрушаются, делясь на более мелкие. Блоки пород офиолитового ряда (габброиды, серпентинизированные перидотиты, серпентиниты) перемешиваются с фрагментами вулканогенно-осадочных разрезов, олистостромовых толщ. Блоки и пластины разнородных пород «спаиваются» многофациальным меланжем. В условиях транспрессии идут процессы динамометаморфизма, которому больше подвержены крупные блоки, принимающие на себя большее давление (Сусунайский метаморфический блок). Активизируются Центрально-Сахалинский, Западно-Сахалинский разломы и Сусунайский сдвиг. К западу от основного шва большая часть территории выходит на поверхность. Осадконакопление продолжается только в немногочисленных заливах (синегорская свита). По окончании датской эпохи осадконакопление на всей территории прекращается.

Продолжающееся давление со стороны океанской плиты вызывает западный наклон блоков начавшей формироваться по зонам разломов, включая Западно-Сахалинский, Центрально-Сахалинский, крупной структуры – Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы. Между Сусунайским сдвигом и Центрально-Сахалинским разломом образуется транспрессионная впадина с западным уклоном ее консолидированного ложа.

В эоцене с западной стороны начинается трансгрессия. Сначала на низменных берегах с лагунами, озерами и мелководными заливами накапливаются паралические угленосные осадки, терригенный материал поступает с остающейся на востоке суши (снежинкинская свита). Угленосные осадки сменяются мелководными морскими (краснопольевская свита), а затем и умеренно глубоководными (такарадайская свита). Трансгрессия, довольно быстро приблизилась к зоне Центрально-Сахалинского разлома и, видимо, замедлилась на более крутом береговом склоне. Из разреза к югу от широты г. Южно-Сахалинск последовательно выпадают снежинкинская, краснопольевская и такарадайская свиты. Барьер Центрально-Сахалинского разлома преодолела только аракайская свита.

Новые подвижки с активизацией Центрально-Сахалинского разлома привели к образованию западнее его зоны надломов, по которым начали формироваться синклиналильные структуры (Лютогская, Краснодарская и др.). С аракайским временем связано начало вулканической деятельности предположительно островодужного типа. Вулканические очаги пространственно связаны с Синегорской геосутурой.

В позднем олигоцене – раннем миоцене большая часть территории занята довольно глубоким бассейном, в котором накапливаются глинисто-алевритистые кремнистые осадки холмской свиты. В конце этого периода произошла

новая вспышка вулканизма основного–среднего состава островодужного типа, очаги которой вновь пространственно совпадали с Синегорской геосутурой. В непосредственной близости от очагов вулканизма формировалась существенно вулканогенная толща – чеховская свита, на некотором удалении – значительно вулканогенная невельская свита. В удаленных от очагов вулканизма районах в разрезе присутствуют только кремнисто-глинистые холмские отложения.

В восточной зоне продолжают сдвиговые подвижки, которые формируют локальные зоны растяжения, приводящие к образованию грабенообразных структур диагональной ориентации.

По окончании раннего миоцена наступил почти повсеместно (за исключением крайних западных районов) новый перерыв в осадконакоплении, закончившийся довольно быстро новым накоплением угленосной толщи (верхнедуйская свита) в наиболее погруженных частях синклиналей и грабенообразных структур восточной зоны. Постепенно бассейн расширяется, заполняя при этом характерные для бассейна глубоководные участки, пространственно совпадающие с отрицательными структурами, где накапливаются кремнистые глинистые и алевроитовые осадки (курасийская свита) и относительно мелководные, где накапливаются песчано-глинистые осадки маруямской свиты. Новые очаги вулканизма на этом этапе пространственно были связаны преимущественно с Крильонской геосутурой, что привело к накоплению на юге Крильонского полуострова анивской свиты и монеронской толщи на о. Монерон.

Последняя трансгрессия развивалась вплоть до плиоцена – Троицкий выступ пород холмской свиты в Сусунайской наложенной впадине на широте г. Южно-Сахалинск облекается породами верхнемаруямской подсвиты с *Fortipectentakahashii* Yok. Завершилась трансгрессия новой активизацией тектонических движений, в первую очередь, Центрально-Сахалинского разлома. Большая часть территории была выведена на поверхность. Аллювиально-морские толщи в четвертичное время продолжали накапливаться только в Сусунайской наложенной трансгрессионной впадине. В этот период окончательно сформировался современный структурный план территории, но ее развитие не остановилось, о чем свидетельствуют периодические землетрясения, очаги которых связаны с глубинными разломами Западно-Сахалинским, Центрально-Сахалинским, Сусунайским. Во время последнего крупного Невельского землетрясения (Западно-Сахалинский разлом) 2007 г. территория суши острова увеличилась примерно на 1 км² за счет акватории Татарского пролива.

Сихотэ-Алинская складчатая система

Геологические комплексы, выделяемые на континентальной части листа, лишь частично отражают историю развития прибрежной части континентальной суши, так как захватывают небольшой ее участок. Можно выделить несколько крупных этапов формирования края континента: раннемеловой – эпоха морского осадконакопления и формирования островной палеодуги,

поздне меловой–палеогеновый – эпоха образования краевого магматического пояса и неоген-плиоценовый – неоплатформенный этап образования рифтогенных континентальных впадин и излияния платобазальтов.

В пределах площади континентальной суши листа L-54 наиболее древними образованиями являются терригенные и терригенно-вулканогенные готерив-альбские комплексы Сихотэ-Алинской складчатой области, ее Восточной зоны, с Лужкинской и Кемской подзонами. Раннемеловые комплексы Сихотэ-Алиня относят к трансформной или субдукционной, островодужной окраине западно-тихоокеанского типа [Голозубов, Ханчук, 1995]. Мощные, сложнодислоцированные структуры Лужкинской подзоны относят к образованиям аккреционной призмы [Голозубов, 2006], которая сформирована терригенными, флишоидными толщами нижнемелового бассейна окраинного моря, причем разными его фациями: от шельфовых и склоновых [Голозубов, 1995] до турбидитовых отложений подножий склонов [Кудымов, 2009] и последующих котловин.

Вся история развития нижнемелового Сихотэ-Алинского морского бассейна разбивается, как правило, на три этапа: берриас-валанжинский, готерив-аптский (или готерив-среднеальбский) и апт-альбский (или средне-позднеальбский) [Маркевич, 2000]. Все формации задугового бассейна Сихотэ-Алинского моря располагаются к западу и северо-западу от площади листа, в пределах которого выделяются только краевые фации этого моря готерив-альбского возраста, объединенные в Восточную подзону.

Для берриас-валанжинского времени характерен своеобразный латеральный ряд формаций зарождающегося и быстро развивающегося морского прогиба. Прогиб имел форму расширяющегося и углубляющегося к северу морского бассейна окраинного моря, с отложениями от грубообломочных прибрежно-морских фаций юга Сихотэ-Алиня, через турбидитовые и олистостромовые отложения восточной части Сихотэ-Алиня, до флишоидов и дистальных турбидитов с толеитовыми базальтами океанического типа, сформировавшимися в обстановках котловин и континентальных склонов морского бассейна [Коваленко, 2014].

В готерив-барремское время, зародившийся в берриас-валанжине морской прогиб продолжал интенсивно развиваться, расчленяясь на отдельные контрастные структуры, приобретающие четко выраженные признаки геоморфологического профиля задугового бассейна окраинного моря. Сформировавшиеся в этот период существенно флишоидные толщи песчано-алевролитовых типов пород меняли свой состав в зависимости от обстановки осадконакопления: от грубообломочного, существенно песчаникового флишоида до алевролитовых турбидитов [Маркевич, 2000; Кудымов, 2001] относительно глубоководных обстановок, что позволило выделить в этом бассейне обстановки литоральной, шельфовой области, континентального склона и бассейновой равнины.

Апт-альбское время является заключительным периодом развития нижнемелового бассейна, которое характеризуется зарождением островодужной структуры в восточной части бассейна, выделенной как Кемская подзона или Кемский террейн [Ханчук, 1999]. Это время накопления вулканогенно-осадочных отложений апт-альбского возраста, относящихся к островодуж-

ным формациям [Коваленко, 1980; Сахно, 1981] и выделяемых под названием Кемско-Самаргинской или Монерон-Самаргинской островной дуги [Симоненко, 2011]. Эти отложения с типичными вулканическими постройками островодужной цепи типа современных вулканических дуг западной окраины Тихого океана. Формирование островодужных структур начиналось в аптское время с образования крупных вулканических построек базальтовых лавовых конусов и заканчивалось в позднеальбское время образованием островных стратовулканов со смешанным базальт-андезит-риолитовым типом вулканизма [Коваленко, 1980].

Питающими провинциями нижнемеловых отложений окраинного моря Сихотэ-Алиня (журавлевский и таухинский террейны) для берриас-валанжинского и готерив-барремского времени в основном служили гранитно-метаморфические породы зрелой континентальной коры Евразийского континента и, частично, фрагменты домеловых аккреционных призм структур активной окраины [Малиновский, 2011]. Для апт-альбского времени питающими провинциями являлись две крайние области – с запада это зрелая континентальная сиалическая кора Азиатской окраины континента [Маркевич, 2000], а также с востока, с вулканических поднятий островодужной системы [Кудымов, 2001]. То есть все свидетельствует о том, что граница континента и Сихотэ-Алинского морского бассейна проходила южнее и юго-западнее основной области седиментации, а в апт-альбское время бассейн имел и восточное ограничение в виде палеоостровной дуги.

Выделенные обстановки и условия осадконакопления в «Сихотэ-Алинском» палеобассейне подтверждают сделанные ранее выводы [Маркевич, 2000; Кудымов, 2009] о существовании в раннемеловое время тыловодужного окраинноморского Сихотэ-Алинского бассейна с полным профилем фациальных палеообстановок, характерных для подобных структур. Широкое развитие горизонтальных сдвиговых перемещений при формировании этих структур также подтверждает сделанные ранее выводы о существенной роли сдвиговых дислокаций [Меланхолина, 2000; Стрельцов, 1997 и др.] в образовании активных окраин островодужного типа. Эти сдвиговые дислокации северо-восточного заложения получили преимущественное развитие в позднеальбское время закрытия морского бассейна окраинного моря и проявления основного этапа складчатости и образования Сихотэ-Алинской складчатой области.

Своеобразие обстановки формирования нижнемелового бассейна Сихотэ-Алиня, образовавшегося в условиях активной окраины восточноазиатского типа, определило характер металлогенической специализации его отдельных структурных элементов. Для берриас-валанжинского периода формирования наиболее глубоководной части бассейна окраинного моря (Журавлевский террейн) характерна стратиформная баритовая минерализация. Осадки этих отложений имеют очень высокое содержание бария и стронция. Терригенные флишеидные толщи готерив-аптского возраста, в значительной степени обогащенные органическим веществом, служат вмещающими и рудообразующими для золотосульфидной минерализации черносланцевого типа, которые послужили основой для образования золоторудных объектов типа месторождения Глухое в центральной части Сихотэ-Алиня. Вулканические и вулкано-

генно-осадочные отложения апт-альбской островодужной системы имеют в своем составе высокие содержания таких металлов как медь, золото, свинец, цинк, вмещают в себя колчеданные сульфидные проявления и в значительной степени способствовали формированию более поздних эпиптермальных золото-серебряных и, возможно, медно-порфировых месторождений Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ, послужив основным продуцентом этих металлов.

Позднемеловой–палеогеновый этап – это время формирования магматических структур окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса в надсубдукционной обстановке зоны перехода океан–континент. Формирование и пространственное расположение этих структур связано с движениями по крупным северо-восточным сдвиговым зонам и сопряженными с ними субширотным раздвиговым зонам растяжения, являвшимися благоприятными структурами для внедрения магмы в приповерхностные горизонты земной коры [Уткин, 1978]. Заложение этой системы тектонических структур глубоких разломов началось еще в более ранний период позднеальбской тектонической активизации, а в позднемеловую–палеогеновую эпоху движения по ним резко активизировались, создав систему блоков, контролирующую размещение вулканоструктур и магматических куполов. Причем этот контроль выразился не только в изменении характера магматизма в отдельных вулканоструктурах, но и в масштабности его проявления, что позволило разделить Восточно-Сихотэ-Алинскую СФЗ на две подзоны (Северо-Сихотэ-Алинскую и Южно-Сихотэ-Алинскую).

Активизация субдукционных процессов этой эпохи и связанный с ними магматизм проявились в начальный этап (позднеальбский–сеноманский) в форме образования вулканотектонических впадин, выполненных вулканогенной молассой и вулканитами кислого–среднего состава, а также крупных магматических куполов габбро-гранитных серий. Последующий (турондатский) период связан с формированием основных структур вулканоплутонического пояса, когда образовались крупные лавовые поля вулканитов кислого–среднего составов, покровы кислых игнимбритов и интрузивы диорит-гранитных, гранитных и габбро-гранитных серий. Самые поздние (палеоцен-раннемиоценовые) вулканические комплексы завершающего этапа формирования вулканоплутонической зоны связаны с образованием эпиконтинентальных рифтовых депрессий, укладываемых в систему субширотных и северо-западных раздвиговых зон, контролируемых северо-восточными сдвигами. В это время наиболее ярко проявился базальтоидный магматизм и сформировались контрастные бимодальные базальт-риолитовые ассоциации (кедровский – салибезский (сизиманский) комплексы). Вдоль прибрежной полосы активизировалась интрузивная деятельность, проявившаяся в форме многочисленных интрузивно-купольных структур монцонит-гранитных серий.

Неоген (поздний миоцен)-плиоценовый этап неоплатформенной стадии развития региона – это эпоха формирования субширотных рифтогенных впадин с обширными излияниями платобазальтов толеитового и умереннощелочного составов. Характер вулканических излияний свидетельствует, что горная страна Сихотэ-Алинь вступила в эпоху завершения активного ороге-

неза с переходом в стадию рифтогенного растяжения молодой орогенной области.

В плиоцен-неоплейстоценовый, современный период рифтогенные процессы затухают, но на фоне продолжающегося воздымания горных сооружений реки восточного склона Сихотэ-Алиня приобретают активный гидрогенный режим, вынося в море Татарского пролива огромные массы грубообломочного материала. Тектонические движения затухают, но не умирают совсем, а продолжают в виде тектонических подвижек по отдельным тектоническим элементам, землетрясения и активизация разломов хорошо проявляются в современных палеотектонических структурах и палеосейсмодислокациях.

В квартере разнонаправленность тектонических движений, ритмичные изменения климата определяли площадное распространение, мощность и генезис четвертичных отложений на изученной территории. В результате сформировались комплексы склоновых, аллювиальных и морских отложений. В настоящее время район тектонически активен, что выражается в росте горных сооружений, землетрясениях умеренной силы, продолжающемся углублении части речных долин, вызванным активизацией разломов в фундаменте.

Акватория

В истории развития кайнозойских осадочных бассейнов Татарского пролива с учетом имеющихся представлений [Геологическая карта..., 1992; Okamura et al., 1998; Харахинов, 1998] следует выделить два крупных этапа: позднепалеогеновый или среднеэоцен-раннемиоценовый и неоген-четвертичный.

В первой половине среднего эоцена произошла глобальная реорганизация океанических плит на северо-западе Тихого океана [Engebretson et al., 1985; Тектоническая..., 2000]. В результате субмеридиональное движение Тихоокеанской плиты и ее косо взаимное действие с континентальной окраиной сменилось на субширотное и фронтальное, ортогональное взаимодействие.

В Япономорском регионе это выразилось в заложении окраинно-континентальной островной дуги, косо наложившейся на структурные элементы позднемелового–раннепалеогенового этапа и протягивающейся от центральных частей современного Японского моря (поднятие Ямато) к юго-западному Сахалину (Монеронское поднятие).

В тылу вновь возникшей островодужной системы в среднем–позднем эоцене заложилась тыловодужные эпиконтинентальные впадины рифтогенной природы, явившиеся протоструктурами Центральной котловины Японского моря и глубоководных прогибов Южно-Татарского бассейна. Депоцентры прогибания, по-видимому, были смещены к островной дуге, а фундамент тыловодужных бассейнов полого поднимался в сторону материка. Широкое развитие в обрамлении прогибов Южно-Татарского бассейна вулканогенных образований позднепалеогенового возраста позволяет считать, что синхронно с формированием тыловодужных впадин шло образование субаквальных вулканических комплексов. Об этом же свидетельствуют детальные геохи-

мические исследования эоцен-олигоценых базальтов Приморья (салибеская, сизиманская свиты) и Сахалина (аракайская свита), показавшие их принадлежность к базальтам надсубдукционного типа и базальтам задуговых бассейнов [Okamura et al., 1998].

В приматериковой части процессы задугового растяжения, видимо, были обусловлены изменением глубинного геодинамического режима вдоль всего окраинно-континентального вулканического пояса и проявились в широком развитии субконтинентальных базальтовых плато сизиманской толщи и локальных грабенообразных депрессий. Вдоль фронтальной, внешней зоны вулканического пояса, проходящей восточней современной береговой линии, заложилась протяженная кулисовидная цепь грабенообразных вулканотектонических депрессий (впадины Самаргинского участка являются южным флангом этой структуры). Вероятно, они контролировались единой зоной глубинного разлома, являющегося как магмоподводящим, так и передающим глубинное праводвиговое растягивающее поле напряжений в верхний структурный ярус земной коры. С востока грабенообразные депрессии и прогибы ограничивались ареалами и зонами синхронного субаквального (в южной части) и субаэрального (в северной части) вулканизма, отделявшими прибрежную седиментационную систему от более глубоководной обстановки задугового бассейна.

Во второй половине олигоцена в связи с очередной перестройкой Азиатско-Тихоокеанской конвергентной границы произошло полное затухание островодужного вулканизма в протояпономорском регионе и смещение его фронта к востоку с возникновением островодужной системы Северо-Восточной Японии [Зоненшайн и др., 1990]. В южной части рассматриваемого региона в конце палеогена по-прежнему существовал обширный внутренний морской (аракайско-холмский) бассейн с широким мелководным шельфом в приматериковой части. Здесь продолжались нисходящие движения в области задугового прогиба, однако темпы прогибания и скорости осадконакопления были не высоки, в связи с компенсационным заполнением рифтогенных структур и выработкой источников сноса.

Начало миоцена ознаменовалось резкой активизацией рифтогенных процессов в Южно-Татарском бассейне. Они были связаны с аномальной активностью мантии в Япономорском регионе и реализовались в быстром раскрытии глубоководных котловин Японского моря [Зоненшайн и др., 1990; Okamura et al., 1998; Парфенов и др., 1999] и южной части Татарского пролива. В прибрежной части материка, включая поднятия, формирующие борта бассейнов Татарского пролива, на протяжении всего раннего миоцена формировались обширнейшие лавовые плато базальтов кизинской свиты. В Южно-Татарском бассейне произошло резкое опускание приматерикового борта Тернейского прогиба по системе сбросов раннего заложения, трассирующих тыловые структурные и вулканические поднятия Приморской зоны выклинивания.

К концу раннего миоцена на месте позднепалеогенового относительно мелководного Тернейского прогиба уже существовала глубоководная котловина, раскрывающаяся через систему вулканических поднятий и сопряженных трогов в котловину Японского моря. Интенсивные процессы синрифто-

вого погружения и рост обрамляющих поднятий способствовали максимальной скорости осадконакопления (около 500 м/млн лет) за всю кайнозойскую историю Южно-Татарского бассейна.

В начале среднего миоцена в результате продолжающегося опускания в области Южно-Татарского бассейна обстановка мелководного морского бассейна (залива) проникла в глубь Северо-Татарского бассейна вдоль системы присахалинских впадин. Средний миоцен характеризовался дифференцированными движениями в приматериковой и присахалинской частях пролива, по-видимому отражая вращательные движения литосферных блоков в обрамлении Южно-Татарского бассейна.

В целом же курасийский (средний–поздний миоцен) этап носил отчетливо поздне-пострифтовый характер. В это время происходило обширное, но пассивное прогибание бассейнов, на фоне максимального подъема уровня моря. По-видимому, последний факт обусловил всеобщую курасийскую трансгрессию.

Со второй половины позднего миоцена вновь возобновилась тектоно-магматическая активность в регионе. Вдоль всего северного обрамления Южно-Татарского бассейна широко проявился позднемиоцен-плиоценовый толеит-базальтовый и щелочно-базальтовый вулканизм, связанный с подъемом мантийного диапира [Есин и др., 1994, 1995]. Одновременно началось активное прогибание бассейнов Татарского пролива, но депоцентры их погружения были смещены к о. Сахалин. Приматериковая часть бассейнов представляла собой пологий материковый склон, быстро погружающийся в юго-восточном направлении. Прогибание в бассейнах происходило неодновременно и, по-видимому, контролировалось разными глубинными источниками.

Южно-Татарский бассейн испытал максимальные погружения в конце курасийского времени (середина позднего миоцена) и в раннем–среднем плиоцене, что полностью находит отражение в цикличности развития базальтовых плато совгаванской свиты.

На западной окраине Охотоморской плиты характер геологических событий кайнозоя определялся литосферным разломом, протянувшимся с северного побережья Охотского моря (в районе г. Охотск) на юг через острова Сахалин и Хоккайдо до Японского глубоководного желоба. Рифтообразование в граничной зоне началось в палеоцене–эоцене с заложения узких изолированных грабенов вдоль субмеридиональных расколов, оперяющих генеральный мегасдвиг. В олигоцене и раннем миоцене по листрическим разломам произошло формирование сети крупных присдвиговых грабенов, явившихся основой современных осадочных бассейнов.

В неогене прогибание протекало на фоне экстремального раскрытия глубоководных впадин (Южно-Охотской) и сопровождалось на поздних стадиях интенсивными транспрессионными дислокациями, присущими Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе. Осадочные бассейны в этой части моря являются транспрессионными, наложенными на более древние зоны пострифтового прогибания.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф территории создан комплексным воздействием эндогенных и экзогенных процессов. В нем нашли отражение древние и относительно молодые геологические структуры, новейшие тектонические движения, процессы эрозии, денудации и аккумуляции. На площади листа, с точки зрения физико-географической и геологической, выделяются три крупных подразделения: материковая суша, островная суша и акватория. В пределах материковой суши развит горный рельеф восточных отрогов хр. Сихотэ-Алинь. На о. Сахалин горные хребты чередуются с низменностями, которые осложнены плато. В акватории выделяются впадина Татарского пролива и погруженная равнина шельфа Охотского моря, которая представлена Охотоморским мелководьем, Охотоморским внутренним и внешним шельфом, континентальным склоном в пределах заливов Терпения и Анива. На самом юге территории в акватории Японского моря границы листа охватывают Хоккайдо-Сахалинское поднятие и самую северную, незначительную часть глубоководной впадины Японского моря.

Восточные отроги горного хребта Сихотэ-Алинь характеризуется интенсивно расчлененным среднегорьем. В северной части территории листа расположены Туманный и Тохтинский хребты (рис. 1). Тохтинский хребет в своей центральной части имеет максимальную отметку 1357 м. Хр. Туманный находится у северной рамки листа, его максимальная отметка – гора Жёлтая – 758 м. Максимальные высотные отметки – до 1465 м зафиксированы у западной рамки листа, минимальная отметка – 364 м приурочена к приморской низменности южнее устья р. Нельма. Береговая полоса вдоль Татарского пролива характеризуется обрывистыми берегами, созданными абразионной деятельностью моря. Основными рельефообразующими факторами для данного участка Приморья явились эндогенные процессы формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и экзогенные разрушения первично вулканогенного рельефа. Взаимодействие этих сил сформировало к настоящему времени сложный низко-среднегорный рельеф, во многом утративший первичный вулканогенный облик. Все разнообразие поверхностей рельефа сведено к трем типам: выработанные, денудационные и аккумулятивные.

Основные элементы геоморфологического районирования о. Сахалин являются прямым отражением его тектонического строения. В пределах листа выделяются следующие основные геоморфологические элементы: Западно-

Сахалинские резко расчлененные горы (Южно-Камышовый хребет) и область юго-восточного Сахалина со сложной структурой рельефа. Последняя представлена Сусунайским и Тонино-Анивским хребтами, вытянутыми в субмеридиональном направлении и отделенными друг от друга Сусунайской и Муравьевской низменностями – наиболее крупными отрицательными формами рельефа, между которыми расположено Корсаковское абразионно-денудационное плато.

В Южно-Камышовом хребте Западно-Сахалинских гор, составляющем морфологический стержень западной части территории, водораздельная линия от минимальных своих значений на перешейке Поясок – 200–250 м – поднимается в среднем до 400–500-метровых отметок. Рельеф – низкогорный (с отдельными участками среднегорного), с конусовидными и куполовидными вершинами, крутыми склонами. На п-ове Крильон высоты снижаются до отметок 200–500 м. Сусунайская низменность, разделяющая горные сооружения запада и востока Южного Сахалина, относится к типу внутренних низменностей и представляет собой тектоническую впадину. Низменность с запада ограничена Западно-Сахалинскими горами, с востока – Сусунайским хребтом и Корсаковским плато. Абсолютные отметки ее составляют 4–6 м на севере и юге и 60 м на водоразделе рек Сусуя и Бол. Такой. Поверхность низменности слабо заболочена и постепенно повышается в направлении ограничивающих ее горных сооружений. Сусунайский хребет – это короткая, но монолитная горная цепь со среднегорным крутосклонным рельефом и отметками высот 500–1000 м. На западе, юге и востоке хребет резко, серией уступов, обрывается к Сусунайской низменности, Корсаковскому плато и Охотскому морю. Корсаковское плато – это террасовидная поверхность, абс. отм. 100–180 м, полого наклонена на юго-запад. Плато сильно расчленено. Муравьевская низменность, отделяющая Тонино-Анивский хребет от Сусунайского, имеет холмисто-увалистый рельеф с абс. выс. до 100 м и террасовидными поверхностями, а также слабо расчленена пологосклонными долинами рек и котловинами крупных озер, большая часть которых связана с морем протоками. Тонино-Анивский хребет занимает большую часть одноименного полуострова и имеет низкогорный рельеф, в южной части – сильно расчлененный крутосклонный, в средней и северной – холмисто-увалистый.

В целом в пределах территории листа можно выделить следующие геоморфологические районы или крупные орографические элементы с четко выраженными в рельефе морского дна границами:

Сихотэ-Алинский шельф представляет собой узкую абразионно-аккумулятивную, пологонаклонную равнину, протягивающуюся вдоль побережья Татарского пролива и Японского моря с юго-запада на северо-восток. Ширина его составляет 20–40 км, незначительное расширение – до 50 км – отмечается в северо-восточной части листа. Углы наклона – 0,1–0,2°, на подводном береговом склоне они возрастают до 1°. Бровка шельфа располагается на глубинах, близких к 200 м, и лишь изредка ее глубина уменьшается до отметки 150 м. К этому району также относится и прерывистый подводный береговой склон. Он развит только в вогнутых участках побережья и уклоны здесь возрастают до 1°. Нижняя граница подводного берегового склона простирается до отметок –40–50 м. Сама бровка шельфа представляет собой

региональный перегиб поверхности дна, ниже которого наблюдается отчетливое увеличение глубин в сторону глубоководного бассейна.

Континентальный склон выделяется ниже четко выраженного перегиба, ассоциируемого с бровкой континентального шельфа и характеризуется значительными уклонами. В пределах данного района можно выделить три подрайона, располагающихся в различных местах относительно суши.

Вдоль побережья Японского моря располагается наиболее широкая полоса континентального шельфа. Ширина его сначала постепенно возрастает в северо-восточном направлении от 20–25 до 55 км, а потом вновь сужается до 8–10 км. В геоморфологическом отношении он представляет собой пологонаклонную поверхность. При средней ширине ее около 30 км уклон составляет $1,3\text{--}2,1^\circ$, на отдельных участках крутизна склонов достигает $8\text{--}10^\circ$ [Липкин, 1973]. Континентальный склон расчленен глубоко врезанными подводными каньонами, крутизна их бортов местами достигает 60° . С расширением континентального склона (на глубинах 600–700 м) он постепенно выполаживается, а каньоны приобретают более ветвистую форму.

Вдоль западного побережья о. Сахалин в северной части листа склон Татарского пролива узкий и крутой (более 30°), ширина его менее 10 км, он вытянут в юго-восточном направлении. Далее, по направлению к о. Монерон он разворачивается на юго-запад, выполаживается, а ширина его составляет около 15–20 км. К западу от отрогов Монеронской части подводного хребта континентальный склон простирается строго на юг, ширина его не более 8–10 км, а углы достигают значения в $30\text{--}40^\circ$ [Липкин, 1973].

К востоку от о. Сахалин в пределы листа входит только часть Охотоморского континентального склона, интенсивно изрезанного каньонами, с крутыми углами наклона поверхности – до 30° .

Впадина Татарского пролива по существу представляет собой северную часть Центральной котловины с глубинами от 1900 до 1000 м, протягивается и в пределы листа М–54. Она расположена между континентальными склонами Приморья и Сахалина. Дно ее совершенно выровнено и представляет собой горизонтальную аккумулятивную равнину с чехлом нефелоидных осадков. Поверхность этой равнины слегка наклонена на юго-запад. Максимальная глубина котловины составляет 1969 м [Липкин, 1973; Прокудин, 1995ф]. С юга эта впадина граничит со сложнопостроенным Сахалино-Хоккайдским поднятием.

Глубоководная впадина Японского моря, точнее ее северная часть представляет собой субгоризонтальную волнистую аккумулятивную равнину на глубинах от 1500–1900 до 2500 м с мощным покровом терригенных и биогенно-терригенных глинистых осадков нефелоидного генезиса, к югу от нее, в непосредственной близости от границы с листом К-53 начинается цепь вулканических поднятий.

Хоккайдо-Сахалинское поднятие, включая на севере и поднятие о. Монерон, располагается в зоне складчатых структур, протягивающихся с о. Хоккайдо на шельф его и о. Сахалин. Оно характеризуется пересеченным рельефом, осложненным положительными формами, которые представлены банкой Мусаси и Монерон-Рисиринским подводным хребтом. Здесь развиты многочисленные вулканотектонические и вулканические структуры, пред-

ставленные изометричными конусовидными поднятиями. Поднятие о. Монерон на широте п-ова Анива представляет собой подводный горст-хребет, отсекается от приконтинентальной части о. Сахалин узким и глубоким каньоном, имеющим структурное происхождение. Южнее, где проходит южная часть Монерон-Рисиринского подводного хребта и располагается банка Мусаси, бровка шельфа как элемент рельефа практически исчезает и подводный рельеф здесь представлен отдельными поднятиями с более крутым мористым склоном.

Сахалинский шельф, выделенный как единый геоморфологический район, на самом деле имеет более сложное строение, отражающее геологическое строение коренного цоколя. Вдоль западного побережья о. Сахалин протягивается узкая абразионная (местами абразионно-аккумулятивная) равнина с четким перегибом (бровкой) в сторону континентального склона. Глубина ее в большинстве случаев находится в пределах изобаты 100 м. К западу от п-ова Крильон бровка континентального шельфа постепенно погружается до глубин 150–180 м. В заливе Анива – это погруженная слабонаклонная равнина, сформированная гравитационными и флювиально-нефелоидными процессами. Погружение ее связано с пространственным совпадением с Анивским прогибом в мезозойско-кайнозойских породах. Охотоморская часть Сахалинского шельфа на юге представлена в верхней части абразионной пологонаклонной равниной, в нижней – прибровочной абразионно-аккумулятивной флювиальной равниной. В северной части она переходит в слабонаклонную аккумулятивную равнину, как и в заливе Анива, приуроченную к зонам прогибов в коренном фундаменте.

Главными факторами, способствующими формированию подводного рельефа, являются волновые процессы, течения, осадконакопление и гравитационные процессы. В результате взаимодействия экзогенных процессов и эндогенных факторов в современном облике рельефа суши можно наблюдать выработанные и аккумулятивные формы.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

Вулканогенный рельеф

В районе Сихотэ-Алинского среднегорья к вулканогенному рельефу отнесены *поверхности лавовых покровов базальтов совгаванского и шуфанского комплексов (1)*, образованных заполнением понижений рельефа потоками базальтовых лав. Это не затронутые сколько-нибудь значительной эрозией базальтовые плато и интенсивно расчлененные участки их периферийных частей. Для них характерны пологие или слабонаклонные поверхности. Гипсометрический диапазон данного типа рельефа различен и составляет от 50 м у берега моря до 1000–1100 м в верховьях р. Кабанья. В бассейнах рек (Дагды, Мои, Сабу, Иссими и др.) они образуют ступенчато-плоскогорное среднегорье с характерной выдержанностью абсолютных высот в пределах значительных площадей. Внутренние (нерасчлененные) части базальтовых плато носят черты типичной равнины, для краевых же частей плато характерна слабая расчлененность, очень сглаженные, мягкие водоразделы, пологие заболочен-

ные склоны. Границы базальтовых плато имеют четкие контуры с резкими перегибами в сторону склонов. Поверхность базальтовых плато увалистая, густо заросшая елово-пихтовым лесом. На поверхности плато наблюдаются небольшие болота и болотистые озера. Склоны базальтовых плато, как правило, очень крутые (до 45–50°), часто покрыты крупноглыбовыми осыпями и осложнены оползневыми структурами. В верхних частях склонов почти повсеместно вдоль границы плато развиты структурно-денудационные уступы с обрывами от 2–5 до 20 м. Развитие склонов базальтовых плато началось после прорезания базальтов современными водотоками и продолжается до настоящего времени.

Выработанный рельеф

Эта категория рельефа охватывает большую часть площади листа. Она сформирована при взаимодействии комплекса экзогенных процессов. В зависимости от преобладания того или иного процесса выделяются следующие его типы: денудационно-эрозионный, структурно-денудационный, денудационный.

Денудационно-эрозионный рельеф занимает основную площадь районов низких и средних гор на о. Сахалин: Южно-Камышовый, Сусунайский, Тонино-Анивский хребты. К этому типу рельефа отнесены *крутосклонные массивные и грядовые поверхности, созданные эрозией и существенно переработанные склоновыми процессами* (2).

Южно-Камышовый хребет является главной орографической единицей района складчатых и моноклиальных хребтов, ограниченного на западе и юге береговой линией Японского моря и залива Анива, на востоке – относительно прямолинейным контрастным сочленением с Сусунайской депрессией, отражающим зону Центрально-Сахалинского разлома. Высотные отметки изменяются от 80 до 600 м. Глубина расчленения не превышает 200 м. Характерно широкое развитие структурных склонов делювиального и коллювиального сноса. Склоны обвально-осыпного сноса наблюдаются на ограниченных участках склонов глубоко врезанных речных долин. В западной части (горы Тогур, Скалистая, пер. Невельский) отмечаются небольшие по площади склоны плоскостного смыва, развитые на субгоризонтально залегающих породах эоцен-олигоценовой аракайской и миоценовой невельской свит в сводах антиклинальных структур. В среднем течении р. Лютога диагонально к простираению впадины выделяется широкая – до 20 км – зона развития многочисленных гравитационных оползней на выходах пород холмской и невельской свит. Коэффициент площадной пораженности изменяется в пределах 0,2–0,6. Оползают почти все структурные склоны крутизной 10–25°. На аструктурных склонах развиваются обширные обвально-осыпные формы. Для ортоструктурных склонов (20–25°) характерны отседания в виде цирков и площадных многократных оползней. Образование их вызвано перегрузкой склонов в результате глубоинной и боковой эрозии. Сосредоточение их в данном районе и массовая разгрузка напряжений связаны с повышенной сейсмичностью этого участка.

Гидросеть имеет в целом древовидный рисунок. Долины U-образные в нижнем течении и V-образные в верховьях. Поймы широкие. Долины крупных рек террасированы. В профиле отмечаются низкая и высокая поймы и узкие (до 40 м, редко 100 м) поверхности 3–5-метровой первой надпойменной террасы.

Современный облик рельефа Сусунайского хребта характеризуется разнообразием морфогенетических типов и форм. Основную площадь занимает денудационно-эрозионный крутосклонный сильно расчлененный рельеф, сформированный глыбово-ступенчатыми поднятиями в центральной части Сусунайской зоны преимущественного сжатия и воздымания на устойчивых к агентам денудации метаморфических и метаморфизованных образованиях.

Максимальные отметки рельефа наблюдаются в южной части района (гора Пушкинская – 1047 м, Августиновича – 1094 м, Майорская – 1014 м). В северном направлении отметки понижаются до 250 м (гора Саянецкая – 253 м). Относительные превышения достигают 800 м. Неотектонические поднятия обусловили проявление интенсивной глубинной и боковой эрозии, широкое развитие склонов делювиального (до 25°), делювиально-осыпного (25–35°) и обвального-осыпного (45° и более) сноса. Последние занимают наиболее низкую ступень генерации рельефа, широко развиты в бортах V-образных долин рек Бахура, Анна, Жуковка, Сима. Протяженность их достигает 5 км, высота – 100–125 м. Водораздельное пространство осевой части хребта занято реликтами поверхности денудационного выравнивания, срезающими сложно дислоцированные породы и имеющими сложный микро- и мезорельеф с относительными превышениями до 50 м. Часты денудационные останцы высотой 5–12 м. Максимальные по площади реликты наблюдаются в районе горы Быкова и в 2,5 км к северу от горы Августиновича. В краевых частях поверхностей денудационного выравнивания развиты ступенеобразные уступы и резкие перегибы склонов. Вдоль хребта отчетливо проявлено клавишное расположение реликтов поверхностей выравнивания с амплитудами от 300 м в системе гор Августиновича–Шуя до 400 м в системе гор Майорская–Большевик. Денудационно-эрозионный рельеф развит и в подножьях хребта и тектонически предопределенных предгорных и межгорных впадинах (бассейны рек Очепуха, Излучная, Вознесенка). Высотные отметки рельефа – 80–250 м, глубина расчленения не превышает 70 м. Основным элементом рельефа является комбинация склонов делювиального сноса и плоскостного смыва. Северо-восточное подножие хребта занимает линейный пологонаклонный (до 5°) педимент с отметками от 20 до 150 м. Глубина расчленения его – не более 10 м.

Рисунок гидросети древовидный, в истоках – близкий к параллельному, редко решетчатый. Долины основных артерий и притоков третьего порядка инсеквентные, прямолинейные. Притоки второго порядка и отрезки притоков первого порядка субсеквентные. Реки горного типа, русла крутые. Долины западного склона глубоко врезаются только в верхнем течении. В среднем и нижнем течении сформированы узкие непротяженные поверхности высокой поймы и первой 3–5-метровой надпойменной цокольной террасы. В долинах восточного склона террасовые уровни выражены лишь в местах выхода рек в предгорные впадины и на морское побережье.

Район Тонино-Анивского хребта с востока и юга ограничен водами Охотского моря. Западная граница проходит по уступам и перегибам склонов близмеридионального и субширотного направления, предопределенными зонами разломов. Основную площадь занимает низкогорный, сильно расчлененный рельеф с выс. отн. 150–600 м и относительными превышениями 100–350 м. К югу от широты горы Гвардейская хребет имеет симметричное строение. В северной части наблюдается резкая асимметрия склонов, восточные – более «короткие» и крутые, в нижней части они обрываются к морю скальными клифами высотой до 25 м. Осевую часть хребта занимают узкие, выположенные поверхности делювиального сноса и плоскостного смыва, ограниченные в краевых частях крутыми и обрывистыми склонами обвально-осыпного сноса. Коллювиальные склоны обвально-осыпного сноса получили широкое развитие в южной части хребта и в каньонообразных истоках рек и ручьев. На вершинах часто встречаются денудационные останцы высотой 6–15 м. Линейная морфоструктура хребта в центральной части осложнена Новиковской грабенообразной впадиной субширотного простирания. В восточной ее части находится оз. Птичьё. С юга впадина ограничена прямолинейными слаборасчлененными уступами (перепады высот 150–200 м), отражающими зоны разломов. Северное ограничение менее отчетливое, нивелировано обширными элювиально-делювиальными шлейфами. В западной части, в районе пос. Новикова наблюдается подобная небольшая по размерам клиновидная впадина, ограничения которой имеют отчетливый структурный контроль.

Речные долины Тонино-Анивского хребта в верховьях узкие и каньонообразные, ложа часто врезаны в коренные породы. В зонах тектонических нарушений имеют четковидную форму, где чередуются участки каньонов и расширений. Продольные профили их не выработаны. В нижних частях редко присутствуют фрагменты высокой поймы и надпойменной террасы 3–5 м. Вдоль побережья Охотского моря прослеживается узкая (0,3–0,5 км) поверхность морской террасы высотой 25–30 м. Со стороны моря она ограничена крутым абразионным уступом, к которому прислонен узкий пляж. Тип береговой линии абразионный, лишь на широте межгорных впадин наблюдаются аккумулятивные формы. Характер речных долин и береговой линии указывают на дифференцированные неотектонические поднятия территории.

Структурно-денудационный рельеф отчетливо проявлен и распространен на о. Сахалин в центре п-ова Крильонский, на Тонино-Анивском, Мицульском и Бамбуковом хребтах. Небольшие по площади участки его отмечаются в хр. Долинский, осевой части хр. Южно-Камышовый (горы Тогур, Скалистая) и верхних течениях рек Кострома и Лютога.

К этому типу рельефа отнесены *склоны горных гряд, развивающиеся в результате препарирования складчатых структур, интрузивных тел и их контактовых зон (3)*. Сформирован рельеф процессами избирательной денудации на складчатых структурах с крутым залеганием крыльев и крутых моноклиналях, дифференцированных по устойчивости пород. Абсолютные отметки рельефа колеблются в пределах 550–700 м, в южной части они понижаются до 250–300 м. Максимальная отметка – 793 м (пик Мицуля) наблюдается на сочленении Мицульского и Бамбукового хребтов. Расчлененность в северной и центральной частях составляет 250–300 м, в южной – 50–150 м.

Гряды имеют узкие острые гребни с крутыми (до 45°) и обрывистыми (до 60°) склонами осыпного и обвально-осыпного сноса. Форма их линейная, максимальная протяженность гряд – до 14 км (хр. Бамбуковый); четковидная, разделенная каньонообразными и корытообразными долинами рек (Таранайская горная гряда, южное окончание хр. Южно-Камышовый, хр. Долинский), овальные замкнутые, подковообразные и дугообразные, отвечающие отдельным элементам складчатых структур (п-ов Крильонский). На склонах хребтов Мицульский и Скалистый отмечаются куэстообразные формы рельефа на устойчивых породах со средними углами падения. На п-ове Крильонский наблюдаются близмеридиональное веерообразное простирание гряд, в центральной части района и к северу от широты пос. Синегорск – север–северо-восточное (хр. Долинский) и, кулисное к нему, северо-западное. Рисунок гидросети древовидный. Долины рек и их притоков в крайних восточных и западных частях района и на площадях развития структурно-денудационного рельефа часто имеют коренные русла, каньонообразные профили. Широко распространены эрозионные уступы, глубоко врезанные русла в отложения древнего констративного аллювия.

К денудационному типу рельефа, показанному на геоморфологической схеме, относятся: крутые ($>25^\circ$) и умеренно крутые (15–25°) склоны гор, созданные преимущественно обвально-осыпными процессами и десерпцией (4); бугристо-западинные поверхности, созданные оползевыми процессами (5); склоны речных долин, созданные эрозией и переработанные склоновыми процессами (6); умеренно пологие и пологие склоны (5–15°), созданные процессами комплексной денудации и солифлюкции (7); абразионные склоны (8).

Крутые и умеренно крутые склоны гор, созданные преимущественно обвально-осыпными процессами и десерпцией (4), обычно сопряжены с гребневидными водоразделами и имеют крайне неровную поверхность: выпуклые в вершинной части, в средней и нижней частях прямые, перекрытые щебнисто-глыбовыми и глыбовыми отложениями. Гипсометрическое положение отдельных участков различное. Абс. отм. находятся в пределах 300–1450 м, относительные превышения – до 1000 м. Отмечается выдержанность высот в вершинном поясе. В привершинной части склонов встречаются пояса мелких денудационных останцов, уступов высотой от 10–12 до 30–40 м (в районе горы Конская Голова). Площадки уступов полого наклонены в сторону склонов и перекрыты глыбовыми курумами. Склоны, как правило, залесены. На этих склонах преобладают обвально-осыпные закрепленные и незакрепленные, часто образующие «каменные моря» образования. Из современных процессов для данного типа рельефа характерны осыпи и обвалы. Возраст склонов – от позднего неогена и до настоящего времени.

Бугристо-западинные поверхности, созданные оползевыми процессами (5), приурочены к концевым частям потоков базальтов, к зонам молодых разломов на Сихотэ-Алинском хребте. В рельефе оползней имеют хорошо выраженные стенки отрыва и блоки оседания, иногда – цирки с асимметрично-ступенчатым рельефом и шхерами во внутренней зоне оползня [Олейников, 1984]. Амплитуда сползания блоков – от первых десятков метров до 200–300 м, площади оползней могут достигать 6–7 км², а объем оторвавшейся породы до 1,5–1,8 км³. В процессе своего перемещения блоки тянут монолит-

ность и образуют террасовидные уступы [Амельченко, 1976ф]. Крупная ступенчатость возникает на участках интенсивного и неоднократного оползания базальтового покрова. По левобережью среднего течения р. Май, в верхнем течении р. Иссами наблюдалась уникальная оползневая ступень, протянувшаяся от урочища «Чертово ущелье» вверх по реке на расстоянии 6 км [Олейников, 1984ф]. Поверхности оползней часто перекрыты чехлом склоновых отложений, поросли мхом и негустым хвойным лесом. В верхних частях довольно часто образуются небольшие озера. Практически все оползни активны и в настоящее время.

Склоны речных долин, созданные эрозией и переработанные склоновыми процессами (6), развиты в долинах всех водотоков описываемой территории. Распределение их связано с прижимами рек к коренным склонам долин. В обрамлении базальтовых плато Сихотэ-Алинского среднегорья этот тип склонов входит в качестве главного элемента в систему прогрессивно-выпуклых склонов. Склоны речных долин имеют крутизну от 25 до 40°, обычно прямые, со значительной относительной высотой, сочетаются с прогрессивно-выпуклыми формами рельефа, достигая максимальной крутизны в своей нижней части. В крупных речных долинах на участках попеременной асимметрии со сменой ее знака связано и изменение морфологии склонов: крутые наблюдаются напротив устьев крупных притоков, а также ниже их слияния с магистральной рекой на участках сужения долин. Очень часты эрозионные уступы различной высоты (5–40 м). На поверхности склонов речных долин развиты осыпи и многочисленные денудационные останцы, изредка наблюдаются курумы [Пушин, 1973ф].

Умеренно пологие и пологие склоны (5–15°), созданные процессами комплексной денудации и солифлюкции (7), – относительно уплощенные широко распространенные поверхности, с которыми связано накопление солифлюкционно-делювиальных шлейфов Сихотэ-Алиня. Они имеют мелкобугристый рельеф с циркообразными, небольшими нишами, вытянутыми параллельно склонам и валам с хорошо выраженными трещинами отрыва [Олейников, 1984ф], пологие водоразделы с уплощенными гривами и очень пологими склонами со ступенчатым строением (нагорные террасы-уступы с полого наклонными площадками) [Пушин, 1973ф]. Развитие этих поверхностей началось с четвертичного периода и продолжается по настоящее время [Пушин, 1973ф].

На о. Сахалин данный тип рельефа развит в районе внутригорных впадин Южно-Камышового хребта, холмисто-увалистой равнины Сусунайской депрессии, Корсаковского плато, центральной части Муравьевского перешейка.

Район внутригорных впадин включает центральную часть Лютогской депрессии, Краснодарскую, Шебунинскую и Кузнецовскую впадины. Выработаны они на структурно обособленных участках территории, сложенных неустойчивыми к денудации породами. Первые три приурочены к синклиналим структурам, расположенным в тыловых частях активно воздымающихся эшелонированных блоков зоны Центрально-Сахалинского разлома и транспрессионной зоны Западно-Сахалинского сдвига. Кузнецовская впадина представляет собой обращенный рельеф на одноименной антиклинали, свод которой сложен весьма неустойчивыми к денудации глинистыми отложения-

ми быковской свиты. Рельеф впадин сформирован процессами комплексной денудации (делювиальный снос и плоскостной смыв) с медленным перемещением и удалением продуктов разрушения. Водоразделы разноориентированные, куполовидные и плоские с выс. отм. 30–250 м. Максимальные отметки наблюдаются в краевых частях впадин. Глубина расчленения не превышает 75–100 м. Общим для всех впадин является наличие в их частях эрозионно-аккумулятивных речных террас и озерно-аллювиальных и аллювиально-пролювиальных равнин. В профиле долины р. Лютога отмечаются пять уровней террас: 3–5 м, 5–8 м, 12–18 м, 25–30 м и 35–45 м. На участке прорыва реки на прибрежную равнину между устьями рек Брянка и Краснодонка в профиле долины первые два уровня отсутствуют. Этот отрезок русла характеризуется инстративным аллювием, что свидетельствует об активных положительных движениях ограниченного тектонического блока в этой части в позднем неоплейстоцене и голоцене. Гидросеть района древовидная, нередко развивается овражно-балочная сеть. Долины широкие, трапецевидные. Русла меандрируют нередко с образованием небольших стариц. В местах выхода рек из впадин долины U и V-образные, узкие, террасовые уровни чаще всего отсутствуют.

Предгорная холмисто-увалистая равнина Сусунайской депрессии протягивается меридиональной полосой шириной до 7 км от долины р. Тамбовка до северной рамки площади. Является западной частью впадины, вовлеченной в слабые неотектонические поднятия по зоне Центрально-Сахалинского разлома. Сформирована процессами комплексной денудации и, в меньшей мере, глубиной и боковой эрозией на слаболитифицированных отложениях маруямской свиты. Отметки рельефа –100–200 м, глубина расчленения –40–60 м. Предгорные увалы отделены от аккумулятивной равнины фрагментарной предгорной террасой со слегка выпуклой поверхностью на делювиально-пролювиальных шлейфах.

Гидросеть имеет древовидный рисунок с субпараллельным направлением инсеквентных долин основных артерий. Широко развита овражно-балочная сеть. Долины рек трапецевидные, асимметричные с более крутыми южными бортами, террасированные. В их профиле насчитывается до четырех уровней террас: 3–5 м, 5–8 м, 12–18 м и, реже, 25–30 м.

Корсаковское плато на юге ограничено береговой линией залива Анива, с запада – зоной Корсаковского сбросо-сдвига, выраженного перегибом склонов меридионального простирания. В северной части граница проходит в основании крутых предгорий Сусунайского хребта, на востоке – вдоль ступенчатых ограничений Муравьевского перешейка. Рельеф плато сформирован комплексной денудацией и, в меньшей мере, эрозионными и гравитационными процессами.

Абсолютные отметки на западе составляют 80–140 м, к северу и востоку они постепенно повышаются до 250 м (макс. отм. 277,0 м – гора Ширшовка). В западной части водоразделы увалов плоские, ровные, ширина их достигает 1,0 км. Склоны пологие, слабовыпуклые, крутизна их не превышает 20°, сформированы комплексом делювиального сноса и плоскостного смыва. В восточной части проявлены линейно-грядовые литоморфные элементы, сформированные на моноклинально залегающих устойчивых породах эоцен-

олигоценовой тунайчинской свиты и линейных и клиновидных тектонических блоках мезозойских пород. Склоны гряд и блоков – делювиально-осыпного и, на ограниченных участках, обвально-осыпного сноса. Гидросеть имеет близкий к параллельному рисунок, обусловленный тектонической структурой района. Притоки основных артерий заложены по тектонически ослабленным зонам и в межгрядовых понижениях. Поперечные профили долин трапециевидные, днища широкие, включают поймы до 1,5 м высотой. Долины основных рек инсеквентные с чередованием участков перстративного и констративного аллювия (реки Мерея, Комиссаровка, Казачка), с широкими (до 600 м) террасированными днищами, включающими комплекс низких (5–8 м и, реже, 12–18 м) надпойменных террас. Сочетание морфологических элементов свидетельствует о различной интенсивности и типах в целом общего поднятия района.

Центральная часть района Муравьевской низменности имеет линейно-глыбовый холмисто-увалистый рельеф, сформированный комплексной денудацией. Абс. отм. его колеблются от 40–60 до 120 м. Относительные превышения изменяются в пределах 20–60 м. Склоны выпуклые, крутизна их в пределах 10–20°. Водораздельные пространства широкие, сглаженные, зачастую плоские, занятые склонами плоскостного смыва. Среди общей холмисто-увалистой поверхности выделяются отдельные низины, имеющие крайне незначительную расчлененность. Они приурочены к молодым тектоническим депрессиям и ограничены четко выраженными в рельефе уступами вдоль нарушений. Размеры их невелики, и они являются, видимо, осушенными древними озерными ваннами. Речные долины широкие, трапециевидные, с четко выраженной поймой и фрагментами первой надпойменной 3–5-метровой террасы.

Современные процессы на о. Сахалин проявляются в малоинтенсивной глубинной эрозии и гравитационном сносе.

Основным геоморфологическим элементом *абразионных склонов* (8) являются береговые обрывы. Показаны на материковой части суши вдоль береговой линии Татарского пролива. Участки с активным клифом имеют, как правило, крутые (60–90°) склоны, высоту обрывов – от 40–70 до 150–200 м. Ширина абразионной площадки (бенча) в местах активного клифа минимальна (до первых десятков метров) или полностью отсутствует. В зависимости от устойчивости к абразии слагающих обрывы пород, в результате углубления волноприбойной ниши образуются гроты (иногда сквозные). Над поверхностью бенча часто возвышаются кекуры высотой 5–15 м. Иногда они выдвинуты в море до 100–200 м и являются волноломами.

Аккумулятивный рельеф

Рельеф объединяет различные по своему генетическому происхождению поверхности. К нему отнесены субгоризонтальные и слабонаклонные поверхности аллювиально-морских, морских террас, наклонные поверхности аллювиально-пролювиальных шлейфов, поверхности делювиально-пролювиальных шлейфов. К аккумулятивному рельефу отнесены русла, пойма и поверхности террас речных долин; плоские аллювиально-морские и морские

равнины и террасы; субгоризонтальные поверхности делювиально-пролювиальных предгорных шлейфов и конусов выноса. Возраст коррелирует слагающим рельеф отложениям.

Русла, поймы и поверхности террас речных долин (9) созданы русловой и внутридолинной аккумуляцией. Реки Сихотэ-Алинского хребта, впадающие в Японское море, характеризуются небольшой протяженностью, преобладанием поперечных долин над продольными (за исключением р. Самарга), быстрым течением (до 3 м/с). Для крупных водотоков характерно довольно значительное понижение их продольного профиля. Мелкие водотоки обычно имеют плохо разработанные долины, часто V-образной формы, и резкое понижение продольного профиля. Русла рек и проток извилистые, а в приустьевых частях часто разделяющиеся на несколько рукавов. В истоках водотоков русла порожистые с обилием уступов. Поймы рек развиты преимущественно в среднем и нижнем течениях и достигают максимальной ширины в устьевых частях. В верховьях рек поймы, как правило, отсутствуют, но реки, протекающие по межгорным впадинам, и в верхнем течении часто имеют широкие поймы. В долинах крупных рек (Самарга, Единка и др.) в поймах имеются острова и косы различных размеров, сложенные хорошоокатанным материалом. В долине р. Самарга встречаются косы и острова шириной 50–100 м при длине до 1 км. В низкой пойме развиты весьма резко выраженные флювиальные формы – широкие отмели, прирусловые валы, русловые ложбины и пойменные острова, возвышающиеся над водой на 0,5–1,0 м. Ширина поймы зависит от зрелости долины и достигает 150–200 м, иногда – 2–3 км. Поверхность поймы осложнена обилием стариц и промоин, заиленных или заполненных водой, нередко заболоченных. Высокая пойма – это наиболее распространенная в речных долинах района геоморфологическая поверхность. В долинах магистральных рек ее высота – 2,5–3 м, а в низкопорядковых реках и истоках – от 0,5–1,0 м. Из-за интенсивной аккумуляции в руслах изменчивость высоты высокой поймы в долинах рек довольно резкая и носит волнообразный характер. Надпойменные террасы первого уровня (I НПТ) распространены в долинах большинства водотоков и занимают, как правило, большую часть этих долин. К ним относятся аллювиальные террасы высотой до 4 м. Уступы хорошо выражены. Ширина первой надпойменной террасы крупных рек – 1–3 км, а малых – 0,2–0,5 км. К верховьям рек терраса постепенно сужается и исчезает. Поверхность террасы в долинах крупных рек вблизи склонов ровная, а в прирусловых частях неровная, кочковатая, заболоченная, часто расчленена старыми руслами, которые функционируют во время паводков. Терраса всюду аккумулятивная, зачастую труднопроходимая. Надпойменные террасы второго уровня (II НПТ) прослеживаются в виде узких локальных полос протяженностью 100–600 м и шириной 10–15 м, реже 50–100 м, все цокольные. Высота террас – от 6 до 10 м. Нередко в тыловой части аллювий смешан с делювием и перекрыт последним. Поверхность террас довольно ровная или слабо наклоненная к основному руслу, нередко заболоченная. Надпойменные террасы третьего уровня (III НПТ) встречаются в основном в долинах крупных рек. Они цокольные с крутым уступом высотой до 20 м. Поверхность их ровная, слегка наклоненная в сторону русла, тыловой шов зачастую сглажен, перекрыт делювием, сползшим со склонов.

Вблизи тылового шва могут встречаться мелкие болотца. Ширина их обычно колеблется от первых десятков метров до 500–600 м, реже – и более.

На о. Сахалин аккумулятивный рельеф речных долин представляет собой плоскую слабоволнистую поверхность надпойменных террас бассейнов рек Сусуя и Бол. Такой, полого погружающуюся к устьевым частям депрессии от водораздела в районе пос. Березняки. Высотные отметки над уровнем моря не превышают 60 м, водораздела – 120 м. Большая часть поверхности покрыта торфяными болотами, являющимися, по-видимому, остаточными формами термокарстового рельефа. В поверхность равнины вложены поймы и низкая надпойменная терраса основных рек.

Морские и аллювиально-морские террасы, созданные волноприбойной деятельностью моря и аккумулятивной деятельностью рек (10) на Сихотэ-Алине распространены вдоль побережья, в дельтах крупных рек, и возникновение их связано с существованием здесь достаточно широкой абразионной платформы и обильным поступлением обломочного материала, выносимого этими реками. Аккумулятивная равнина устья р. Самарга имеет ширину около 3–4 км с постепенным сужением вплоть до полного исчезновения у мыса Зелёный. Прибрежно-морские равнины представляют собой обширные пространства с заболоченной и оторфованной поверхностью. Отчлененные от открытого моря косами и барами достаточно крупные водные пространства образовали современные озера, такие как Бурное, Самаргинская Заводь и др. Для морской террасы, протянувшейся от устья р. Венюковка до устья р. Жёлтая, состоящей из серии крупных штормовых валов, отмечается увеличение высоты:– на побережье Японского моря (бухта Кюма) она составляет 6–8 м, а на побережье Татарского пролива (севернее устья р. Пея) достигает 8–10 м. В дельтовых частях рек Светлая и Пея, вдоль береговой линии в междуречье Венюковка–Единка–Самарга («Самаргинское взморье») выполаживание уклонов в низовьях магистральных долин из-за подпруживания устьев рек морскими отложениями берегового вала привело к возникновению низкой аллювиально-морской равнины, представляющей собой пляж полного профиля.

В центральной части о. Сахалин морская аккумулятивная равнина занимает южную часть Сусунайской впадины. Поверхность ее плоская, слабоволнистая, полого наклоненная к акватории залива Анива. Максимальные отметки основного рельефа достигают 5–6 м. В краевых частях наблюдаются фрагменты поверхности позднеплейстоценовой морской скульптурно-аккумулятивной террасы высотой 15–30 м. Основными элементами низменной части являются косы, пересыпи, затопляемые устья рек, береговые валы, широкий (до 50 м) пляж. Наблюдается уменьшение высоты валов в направлении суши, заболачивание тыловых поверхностей, что указывает на медленное погружение центральной части впадины. На западном побережье о. Сахалин аккумулятивный рельеф максимально проявлен на мысе Слепиковского, где он представлен обширной поверхностью низкой аккумулятивной (5–10 м) морской террасы шириной до 4 км и протяженностью более 10 км. На плохо укрепленной поверхности террасы широко представлены эшелонированные золотые дюны. В береговой полосе шириной до 400 м сформированы береговые валы и узкая полоса пляжа. Поверхность низкой (до 5 м) террасы, во фронтальной части которой сформированы сомкнутые береговые валы, забо-

лочена. На остальной территории наблюдается чередование абразионных и аккумулятивных типов берегов, на отдельных участках отмечаются реликты скульптурно-аккумулятивных террас.

Район Муравьевского перешейка включает низкую холмисто-увалистую равнину, заключающую крупные ванны озер Тунайча, Бол. Вавайское, Бол. Чибисанское, Изменчивое и лагуну Буссе. Западное ограничение – с Корсаковским плато – отчетливое, имеет ступенеобразную форму, обусловленную сочетанием субмеридиональных и субширотных тектонических нарушений. Юго-восточное – также предопределенное тектонически – обозначено крутым перегибом в подножье «растущего» блока гор Сулова и Береза. В восточной части граница с Островской впадиной менее отчетливая, завалуированная смыкающимися аллювиально-пролювиальными поверхностями предгорных шлейфов. Перешеек Пузина представляет собой неширокую (4–5 км) плоскую прибрежную равнину. Абс. отм. повышаются с севера на юг от 0–1 до 15 м. В рельефе выделяются цепочки песчаных холмов, параллельных морскому берегу с плоскими вершинами, между которыми есть понижения, занятые мелкими озерами. От берега моря озера отделены серийей морских береговых валов шириной до 50 м и высотой до 5 м. Перешеек Аракуль более узкий, ширина его не превышает 250 м. Элементы мезорельефа подобны таковым перешейка Пузина.

Объединенные делювиально-пролювиальные шлейфы крутых склонов и аллювиально-пролювиальные шлейфы пологих поверхностей и конусов выноса (11) на Сихотэ-Алине залегают в основании пологих склонов долин, на днищах водосборных воронок, в устьях низкопорядковых водотоков и ложков, местах слияния крупных притоков. Это террасовидные, полого наклоненные в сторону русла поверхности, ширина которых не постоянна. В плане они имеют вытянутую форму, расширяются в сторону долины реки и сужаются в своей верхней части. Конусы выноса заполняют врезы в малых долинах и плоскими шлейфами перекрывают поверхности. Высота их редко превышает 3–5 м, сложены они очень грубым, плохо сортированным пролювием, их краевые части уничтожены современной эрозией. Конусы рек и ручьев, впадающих в Японское море, имеют небольшие размеры, высота их меняется в зависимости от крутизны тальвега. Местами они или полностью уничтожены, или уменьшены после каждого сильного шторма.

На о. Сахалин низкая предгорная аллювиально-пролювиальная и делювиально-пролювиальная псевдотерраса широко развита в подножье Сусунайского хребта и фрагментарно вдоль западного борта впадины. Представляет собой поверхности слившихся предгорных шлейфов и конусов выноса. Высота ее достигает 50–80 м, максимальная ширина составляет 5–6 км. Уступ отчетливый, тыловой шов часто завалуирован делювиальными и элювиально-делювиальными шлейфами.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОДВОДНОГО РЕЛЬЕФА

В пределах листа, в соответствии с инструкцией, выделены следующие основные генетические категории рельефа: денудационно-конструктурный, денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

Выработанный рельеф

Денудационно-конструктурный рельеф. Эта категория рельефа широко представлена на континентальном склоне и, в меньшей степени, в прибрежной зоне.

Крутые и очень крутые, узкие склоны и уступы, созданные препарировкой зон долгоживущих разломов, миоцен-голоценового возраста (12) в прибрежной зоне представляют собой преимущественно прямолинейные склоновые поверхности, обусловленные разломами, которые отсекают геологические вулканогенные образования суши от пород, слагающих шельф. Данный тип рельефа развит практически вдоль всего Приморского побережья. Высота склонов колеблется от 20 до 180 м. Возраст рельефа определяется как миоцен-голоценовый, в соответствии с датировкой разломов в континентальной части листа.

Очень пологие склоны и уступы, тектонически предопределенные и созданные комплексом гравитационных процессов обрамления Татарского рифта и Курильской впадины, миоцен-голоценового возраста (13); пологие склоны и уступы, тектонически предопределенные и созданные комплексом гравитационных процессов обрамления Татарского рифта и Курильской впадины, миоцен-голоценового возраста (14); средней крутизны и крутые склоны и уступы, тектонически предопределенные и созданные комплексом гравитационных процессов обрамления Татарского рифта и Курильской впадины, миоцен-голоценового возраста (15) широко распространены на описываемой подводной территории и на континентальном склоне Приморского и Сахалинского побережья (Япономорском и Охотоморском). Они характеризуются уклонами от 5–10 до 30–40°. Приморский континентальный склон Татарского рифта обычно характеризуется более пологой верхней частью (под бровкой), далее (на глубинах 300–600 м) он становится более крутым. Глубже склон выполаживается и плавно смыкается с наклонными равнинами в основании континентального склона, созданными гравитационными процессами. Однако в северо-восточной части соотношения обратные и наиболее крутой является именно нижняя часть склона, резко переходящая в присклонную равнину. Иногда в средней части склона выявляются участки с резко увеличивающимися уклонами (более 60°) [Государственная..., 2011]. Присахалинский континентальный склон в целом более крутой (с углами наклона 40–60°), а к западу от о. Монерон он начинает приближаться к отвесному (более 70°) и выклинивается в сторону о-ва Хоккайдо. Южнее пролива Лаперуза континентальный склон как элемент рельефа практически исчезает. На склонах широко развиты оползневые процессы. По оценкам В. В. Баранова с соавторами, на западно-сахалинском склоне общая мощность оползневых тел может составлять до 600 км [Основные..., 2013].

Основную рельефообразующую роль данных типов рельефа на склонах играют активные гравитационные процессы (оползни и обвалы), а также субаквальная эрозия и связанная с ней денудация. Современное погружение котловины Японского моря способствует активизации указанных процессов. Время формирования данной категории рельефа охватывает отрезок геологического периода от миоцена до голоцена [Казазаев и др., 2003ф].

В восточной (Охотоморской) части рассматриваемая категория рельефа прослеживается на глубинах 200–2200 м в виде полосы эрозионно-оползневого рельефа шириной от 17 до 22 км. Уклоны континентального склона здесь достигают 10° (в среднем $4\text{--}6^\circ$) и лишь в верхних частях – 15° . На всем протяжении склон осложнен многочисленными эрозионными каналами, обеспечивающими перенос терригенного материала с шельфа и склона в глубоководную котловину.

Склоны, созданные препарировкой магматогенных(?) структур, миоцен-голоценового возраста (16), развиты в юго-восточной части листа на поднятиях островов Ребун и Рисири и на банке Мусаси (Хоккайдо-Сахалинский борделенд), которые представляют собой препарированные останцы магматогенных структур (затопленных древних вулканов и лавовых потоков). Указанные склоны обычно пологие ($10\text{--}15^\circ$), часто имеют вогнутую форму. Характерно отсутствие четких гравитационных структур.

Денудационный рельеф локально представлен только в пределах развития зон современного волнения и берегов, сложенных непрочными породами. Вследствие этого он развит локально, только в прибрежной зоне о. Сахалин, вокруг мысов Анива и Крильон, а также, спорадически, вдоль восточного берега Сахалина и во внешней части залива Терпения, открытой к волнению из Охотского моря. Также к этой категории рельефа относится и абразионная платформа вокруг о. Монерон, а также плосковершинные поднятия в Японо-Сахалинском борделенде.

Абразионные прибрежные равнины (наклонные и ступенчатые), бенчи, иногда осложненные ракушечными банками (17). Структурные бенчи на современном морском дне имеют более узкое распространение, чем абразионно-аккумулятивные и аккумулятивные образования и прослеживаются только в прибрежной зоне. Выделяются они на участках с прерывистым маломощным покровом осадков голоцена. Максимальная глубина развития таких абразионных поверхностей лежит в диапазоне глубин 0–10 м. Поверхность абразионной террасы практически на всем протяжении «рассечена» троговыми подводными долинами, выполненными рыхлыми осадками и являющимися продолжением современных русел рек. Мощность осадков в переуглубленных долинах, по материалам бурения в зоне современного пляжа, достигает 15 м. Простирание подводных долин совпадает с простиранием тектонических нарушений, установленных в пределах суши. Формирование их началось с момента развития тихоокеанской трансгрессии в позднем неоплейстоцене – раннем голоцене, а также продолжалось почти весь голоцен [Шельфовая..., 2005]. Соответственно, возраст денудационного рельефа – поздний неоплейстоцен – голоцен.

К данной категории рельефа относятся и реликты субаэрального рельефа – подводные долины, которые были выработаны во время осушения шельфа (при регрессиях). При трансгрессивном поднятии уровня моря они в большей или меньшей степени преобразованы и поэтому к настоящему времени сохранились фрагментарно и в сглаженном виде преимущественно на поднятии Монерон и на прилежащем шельфе. Эти долины были выработаны в коренных породах в поздненеоплейстоцен-голоценовое время.

Эрозионный субаквальный рельеф представлен подводными каньонами и ложбинами, прорезающими континентальный склон. Наиболее густая сеть

каньонов выделяется на континентальном склоне Курильской впадины. Многие из них состоят из двух-четырех рукавов. Подводные каньоны – узкие (1–3 км), как правило, имеют V-образный поперечный профиль. Большинство из описываемых каньонов заложено по разрывным нарушениям. Наиболее крупным из них является каньон Левенорна. Он спускается вниз по склону от края отмели на глубину более 2600 м и имеет длину до 40 км. Ширина его в пределах описываемой территории на удалении около 30 км от берега достигает 27 км. Борта каньона осложнены радиальной системой мелких каналов, уступов, террас, изолированных холмов и гряд. На простирании каньона в пределах островной суши располагается грабенообразная Новиковская межгорная депрессия. Каньон и депрессия соединены корытообразной впадиной на уровне поверхности акустического фундамента. Это указывает на наличие долгоживущей разрывной тектонической зоны [Гальцев-Безюк и др., 1974].

Каньоны начали свое развитие одновременно с формированием континентального склона и продолжают активно развиваться в настоящее время. В связи с этим они испытывали неоднократную перестройку. В верхней части склона каньоны исключительно денудационные, у подножия в них начинает происходить аккумуляция транзитного типа.

Денудационно-аккумулятивный рельеф представлен *субгоризонтальными и пологонаклонными абразионно-аккумулятивными равнинами, сформированными интенсивным волновым воздействием (18)*, которые широко развиты вокруг о. Сахалин, а также местами фиксируются вдоль побережья Приморского края. Ширина колеблется от 10 до 15 км, а глубина – до 50 м. Для побережья Сахалина, испытывающего унаследованные неотектонические поднятия, характерно широкое развитие подводной абразионной террасы, совершенно лишенной рыхлых наносов [Государственная..., 2001]. Ширина ее, по материалам аэрофотосъемки и геолокации [Пагольский, Сазонова, 1958], колеблется от 600 до 2500 м. Поверхность террасы практически на всем протяжении «рассечена» троговыми подводными долинами, выполненными рыхлыми осадками и являющимися продолжением современных русел рек. Мощность осадков в переуглубленных долинах, по материалам бурения, в зоне современного пляжа [Темрюков, 1975ф] достигает 15 м. Простирание подводных долин совпадает с простиранием тектонических нарушений, установленных в пределах суши [Государственная..., 2001].

В прибрежной зоне (до глубин 50 м), где в вогнутых участках побережья преобладает волновое накопление существенно песчаных осадков, часто фиксируются такие формы мезорельефа, как реликты древних береговых линий (небольшие уступы) или локальные желоба, сформировавшиеся под воздействием сточных течений.

Субгоризонтальная и пологонаклонная абразионно-аккумулятивная равнина развита на поднятии Монерон на глубинах 70–100 м. Центральную часть поднятия занимает вулканическое плато протяженностью около 65 км с максимальной шириной на траверсе о. Монерон в 22 км. Она представляет в целом субмеридиональное глыбово-ступенчатое неотектоническое поднятие краевой части позднекайнозойского прогиба, вовлеченное в зону воздымания и возвышающееся над плечом Татарского рифта на 450–500 м. От шельфовой равнины, простирающейся вдоль побережья о. Сахалин оно отделено ложби-

ной структурного генезиса глубиной до 200 м. Рельеф Монеронского поднятия осложнен куполовидными и линейными возвышенностями с превышениями над окружающей поверхностью от 30 до 100 м, впадинами и ложбинами. Наибольшей сложностью рельеф отличается в непосредственной близости от островной суши, вокруг которой часты скалистые надводные вершины с обрывистыми склонами, участки подводной абразионной террасы, широко развиты мелководные ракушняковые банки [Жаров, 2000ф]. Выработана эта равнина разнообразными породами: от морских отложений неоплейстоценового возраста до коренных пород.

Наклонная и субгоризонтальная аккумулятивно-абразионная равнина, сформировавшаяся под действием волнения у крутого Приморского берега, развита локально в вогнутых участках побережья, преимущественно в его северо-западной части. Участки этой равнины простираются до глубин 40–50 м и выработаны в неоплейстоценовых отложениях. Период формирования равнин внешнего шельфа охватывает время регрессии в середине позднего неоплейстоцена при падении уровня моря от отметок –75–80 до –100–110 м [Шельфовая..., 2005]. Возраст рельефа определяется как поздннеоплейстоцен-голоценовый.

Крутосклонные ложбины, выработанные в четвертичных отложениях и коренных породах гравитационными (турбидитовыми) потоками (19) с участками транзитной аккумуляции зернового потока, приурочены к континентальным склонам, где врезаются в их поверхность. Их формирование связано с эродирующей деятельностью зерновых и суспензионных потоков, причем заложение ложбин часто контролируется активными или залеченными тектоническими нарушениями. Интервал глубин определяется верхней и нижней границами континентального склона и колеблется от 100 до 1500. Возраст рельефа определяется также как поздннеоплейстоцен-голоценовый.

Аккумулятивный рельеф

В пределах акватории листа L-(53),54 представлен несколькими типами рельефа и занимает большую часть морского дна.

Субгоризонтальные аккумулятивные равнины, сформированные под влиянием ослабленного волнового и различной интенсивности флювиального воздействия (20), широко развиты на поверхности шельфовых площадок, как вдоль Приморского побережья, так и вокруг о. Сахалин. Они образовались во время последней регрессии за счет комплексной денудации, а далее были перекрыты образованиями транзитной аккумуляции. В настоящее время с точки зрения седиментации – это типичные транзитные зоны, где тонкообломочный материал проходит во взвешенном состоянии, а песчаные зерна в режиме сальтации перемещаются вдоль поверхности шельфа под влиянием придонных течений. Вследствие этого на их поверхности появляются формы рельефа динамичной аккумуляции (песчаные волны, гряды, ленты), которые чередуются с участками абразионной поверхности морского дна. Эти равнины развиты практически до бровки шельфа и имеют нижний предел на глубинах 100–150 м.

К западу от о. Сахалин данный тип рельефа представляет собой выровненную равнину, простирающуюся до глубин 200 м. Ширина ее изменяется от 7,5

до 40 км (на траверзе мыса Кузнецова). Средние уклоны шельфа невелики – от 0,005 до 0,02. В его пределах выделяются наклонная аккумулятивная равнина в зоне современного сильного волнового воздействия (до глубины 50 м) и субгоризонтальная аккумулятивная равнина – в зоне современного слабого волнового воздействия, внешняя граница которой в северной части листа совпадает с краем материковой отмели [Пагольский, Сазонова, 1958]. На Приморском шельфе ширина этой категории рельефа местами увеличивается до 60 км. Здесь сильно влияние вдольбереговых течений.

Возраст рельефа определяется как поздненеоплейстоцен-голоценовый.

Холмистая субгоризонтальная равнина на поднятиях вулканогенной природы (21) располагается в юго-восточной части листа в пределах подводного хр. Рисири-Монерон и банки Мусаси. Диапазон глубин очень широкий: от 50 до 1000 м, четко выделяются две ступени, условно делящиеся по изобате 500 м – сама поверхность хребта и его подножие, окаймляющие эти поднятия с северо-запада. Для рельефа характерны отдельные поднятия, глубокие расщепляющие ложбины, заложенные по относительно коротким дизъюнктивным нарушениям, некоторые из которых активизированы и в современную эпоху. Характерно отсутствие шлейфов гравитационных осадков и обилие останцовых форм. Возраст рельефа определяется как поздненеоплейстоцен-голоценовый.

Пологонаклонные слабовсхолмленные равнины, сформированные гравитационными процессами (подножие континентального склона и подводных возвышенностей) и контуритовыми течениями (22), широко развиты с внешней стороны Татарского рифта на глубинах от 900 до 1300 м. Холмистость рельефа связана с поступлением сюда оползневых тел, а также с образованием фанов турбидитов, контуритовые течения создают вытянутые вдоль склона пологие грядобразные формы, сложенные алевропелитовым материалом. Возраст рельефа определяется как поздненеоплейстоцен-голоценовый, а формирование его продолжается и в настоящее время.

Наклонные и пологонаклонные террасы и седловины на континентальном склоне и вершинах глубоководных возвышенностей, созданные комплексом гравитационных процессов (23), развиты на различных глубинах. Поверхности равнин бугристо-грядовые и холмистые. Их формирование преимущественно связано с действием комплекса гравитационных процессов: отложением оползневых масс и материала, переносимого суспензионными потоками. Возраст рельефа определен как поздненеоплейстоцен-голоценовый. Развитие его продолжается и в настоящее время.

Плоские, слабонаклонные морские равнины крупных заливов, сформированные флювиальными и волновыми процессами (24) при современном уровне моря, развиты на глубинах до 15–20 м во внешней части заливов Анива и Терпения. Они представляют собой обширное мелководье со средними уклонами около 0,001° и сформированы процессами морской аккумуляции и абразии. Их формирование началось в позднем голоцене и продолжается в настоящее время.

Пологонаклонные и субгоризонтальные абиссальные равнины Татарского рифта, созданные комплексом гравитационных процессов при участии пелагической нефелоидной аккумуляции (25), распространены в северной части

днища абиссальной котловины. Они занимают обширные пространства на глубинах 1000–1500 м. Поверхность равнины преимущественно волнистая, осложнена эрозионными ложбинами, которые характеризуются слабыми уклонами и неглубокими врезами. Возраст рельефа определен как поздненео-плейстоцен-голоценовый.

Субгоризонтальная равнина нефелоидной пелагической аккумуляции (26) развита в северной части днища Центральной котловины. Она сложена преимущественно продуктами нефелоидной аккумуляции и характеризуется глубинами порядка 1000–2000 м. Представляет собой наиболее погруженные плоские субгоризонтальные или слабонаклонные участки морского дна, сложенного морскими, преимущественно пелитовыми осадками. Эти области устойчивого осадконакопления соответствуют отрицательным новейшим структурам, которые, начиная с миоцена–плиоцена, не выходили из-под уровня моря и формировались в основном за счет нефелоидной аккумуляции. Этот процесс продолжается здесь и в настоящее время [Казазаев и др., 2003ф].

Морские берега в пределах листа L-(53), 54 представлены в основном абразионными и аккумулятивными видами. Ведущими факторами берегообразования являются абразия, аккумуляция (морская и, в меньшей степени, приустьевая), а также неотектонические процессы. Берега Приморского побережья большей частью тектонически предопределенные, на шельфе Сахалина ведущую роль в береговых процессах играет экзогенный фактор.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Геологическая история развития горной страны Сихотэ-Алиня, по крайней мере позднемеловая и кайнозойская, носила ритмический характер. Вся восточная часть горного хребта Сихотэ-Алинь со времен прекращения мелового вулканизма являлась областью деструкции и сноса обломочного материала. Следы интенсивного и длительного сноса обломочного материала с гор Сихотэ-Алинь в Японское море и Татарский пролив являются заполненные осадками узкие прогибы у края шельфа. В конце каждого этапа структурообразующие процессы затухали и начинали доминировать процессы денудации и эрозионного расчленения. Структуры последующих этапов накладывались на предыдущие, в различной степени наследовали их структурные планы или преобразовывали их. При этом часть поверхности рельефа вовлекалась в новые перестройки, часть оставалась нетронутой и продолжала развиваться под воздействием денудации и эрозии.

Формирование рельефа дна северной части Японского моря осуществлялось в тесной связи с периодами тектоно-магматической активизации. На границу палеогена–неогена приходится наиболее активная фаза морфотектогенеза. На этом этапе осуществляется становление морфоструктуры моря в результате многочисленных разломов коры и сдвиговых дислокаций [Берснев и др., 1987; Изосов и др., 2001; Казазаев и др., 2003ф]. Северная часть листа относится к Южно-Татарскому рифту, заложение которого, по мнению одних исследователей, относится к палеогену, а других – к более поздним этапам геологической истории. В любом случае для описываемой подводной площади характерно, что со времени позднего миоцена морфоструктура моря

переживает период деструкции и переходит в стадию «дряхления», когда процессами аккумулятивного выравнивания осуществляется моделирование и захоронение структурных форм рельефа. С этого момента и начинается формирование современной поверхности дна Японского моря.

Глубоководная котловина Японского моря начала формироваться с миоцена–плиоцена [Палеогеография..., 1975]. С этого времени начинает оформляться континентальный склон, на котором активно развиваются гравитационные процессы. С развитием этой морфоструктуры и по мере увеличения глубин на нем появляются каньоны, которые закладываются преимущественно по тектонически ослабленным зонам трещиноватости и разломов. К концу позднего миоцена в результате трансгрессии практически весь современный шельф оказался под уровнем моря, в долинах рек приморского побережья начали формироваться ингрессионные заливы [Берсенева и др., 1987].

Трансгрессивно-регрессивная деятельность в пределах Японского моря связана с глобальными колебаниями уровня моря и дифференцированными неотектоническими движениями. Расчленение поверхности морского дна во многом связано с этапами субаэрального развития, когда осушение поверхности шельфовых площадок сопровождалось врезанием гидросети. В дальнейшем в связи с наступлением моря ведущая роль в рельефообразовании шельфа переходила к абразионно-аккумулятивным процессам, которые приводили к нивелированию субаэральных форм рельефа [Шельфовая..., 2005].

Значительная регрессия моря, прервавшая в конце плиоцена процесс морского осадконакопления на шельфе, в раннем плейстоцене сменилась трансгрессией, охватившей внешнюю и среднюю зону шельфа. Береговая линия установилась на отметке –70 м. В среднем неоплейстоцене море дважды заливало внешнюю и среднюю зоны шельфа и дважды отступало к его бровке до отметок минус 170–180 м [Карнаух и др. 1997; Карнаух и др., 2005].

В позднем неоплейстоцене произошли две крупные морские трансгрессии (хасанская и приморская), сопоставляемые с казанцевской и каргинской трансгрессиями, выделенными в Западной Сибири, и две регрессии, по-видимому, сnivelировавшие основные черты рельефа предыдущих трансгрессивно-регрессивных этапов. Поздний неоплейстоцен начался с наиболее значительной – Хасанской трансгрессии. В это время уровень Японского моря впервые приблизился к современному. За Хасанской трансгрессией началась регрессия, при которой уровень моря установился на отметках –110–130 м, береговая линия сместилась к бровке современного шельфа и поднялась только во время Приморской трансгрессии до уровня –30 м. В период второй регрессии в середине позднего неоплейстоцена сформировались абразионно-аккумулятивные равнины. Уровень моря устанавливался на отметках до –110 м.

В конце позднего неоплейстоцена началась последняя (тихоокеанская, фландрская) трансгрессия Японского моря. Подъем моря составил от минус 45–50 м до современного его уровня. На протяжении этого этапа были сформированы наклонные и ступенчатые абразионные прибрежные равнины и бенчи. Таким образом, современный облик рельефа шельфа оформился в позднем неоплейстоцене–голоцене [Шельфовая..., 2005]. На континентальном склоне в настоящее время основными рельефообразующими процессами являлись гравитационные, продукты которых поступают на дно Центральной котловины и

формируют аккумулятивный шлейф по ее периферии. На остальной площади происходит нефелоидная аккумуляция морских осадков.

Континентальный этап развития о. Сахалин может быть прослежен со среднего миоцена. К началу этого времени была создана основная матрица современного рельефа. Область островной суши охватывала Тонино-Анивский хребет с прилегающим шельфом, Западно-Сахалинские горы, Сусунайскую депрессию и западную часть Анивской зоны растяжения и прогибания. Муравьевская зона, включающая восточную часть залива Анива, Муравьевский перешеек, залив Мордвинова, и, по-видимому, большая территория Западно-Сахалинской шельфовой равнины представляли собой область прибрежной низменности. В конце среднего и начале позднего миоцена на фоне гляциоэвстатического подъема уровня активизируются дифференцированные движения в меридиональных транспрессионных зонах Западно- и Центрально-Сахалинского разломов. Территории современных акваторий и п-ова Крильонский вовлекаются в область морской седиментации.

В пределах Западно-Сахалинских гор на месте Лютогской и Краснодонской межгорных впадин закладываются крупные меридиональные заливы, соответствующие тектоническим впадинам, на которых формировались синклиналильные складки, ядра которых в позднем миоцене заполнялись осадками, формировавшими толщю опоковидных пород курасийской свиты или глинистых песчаников маруямской свиты. Тонино-Анивский хребет и прилегающий шельф, Сусунайская депрессия, Сусунайские горы, включающие в это время западную часть Корсаковского плато, являлись областью низкой суши. На месте Муравьевского перешейка и восточной части Корсаковского плато существовал широкий пролив, соединяющий заливы Анива и Мордвинова (Стародубский прогиб). В конце позднего миоцена – раннем плиоцене произошло гляциоэвстатическое понижение уровня мирового океана, значительно активизировались движения в транспрессионных зонах. Морской бассейн распался на ряд меридиональных ванн, по форме приближенных к контурам современных проливов и заливов. В центральной части суши, на месте Долинского, Мицульского хребтов и Таранайской горной гряды был сформирован среднегорный хребет, в котором активно протекали эрозионные процессы. С востока к нему примыкал мелководный морской пролив, отделяющий хребет от низкогорья на месте Сусунайской депрессии и Сусунайских гор. Ось его располагалась в 6–7 км к западу от оси современной депрессии. В его пределах на территории современной акватории и на территории, охватывающей восточную часть п-ова Крильонский, в регрессивных условиях накапливалась толща морских мелководных осадков нижнемаруямской подсвиты. В позднем плиоцене – раннем эоплейстоцене в результате общего подъема территории область суши значительно расширилась, морские условия седиментации сохранились только в восточной части залива Анива и Стародубском прогибе, каньоне Левенорна, рифтовой зоне Татарского пролива, в зоне Юго-Восточного шельфа и Курильской глубоководной котловине. Нижнемаруямский пролив был выведен из под уровня моря и, в результате линейно-блоковых поднятий по зоне Центрально-Сахалинского разлома, мигрировал к востоку на 2–3 км. В нем накапливалась толща субконтинентальных лигнитоносных отложений верхнемаруямской подсвиты. К востоку от него располагалась невысокая цепь

Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов, разделенных денудационной равниной Муравьевского перешейка. В этот период были сформированы крупные структуры склонов восточного плеча Япономорского рифта и Курильской котловины, по меридиональным разломам закладывается Сусунайская депрессия в современных ее контурах. В позднем эоплейстоцене – раннем неоплейстоцене характер неотектонических движений сохранился в несколько ослабленной форме. Погружения центральных частей депрессии обрели характер компенсированных. Окружающие горные сооружения интенсивно расчленяются и нивелируются. В условиях холодного климата и интенсивной эрозии в бортовых частях депрессии формируются мощные предгорные аллювиально-пролювиальные шлейфы. В центральной ее части, до широты южной окраины г. Южно-Сахалинск, располагается обширная лагуна. К концу этого периода на месте Сусунайских гор была сформирована слабовыпуклая денудационная равнина с абс. отм., не превышающими 200 м, на что указывает современный вершинный уровень северной части хребта и денудационный уровень Корсаковского плато. Шельфовые равнины Охотоморской и Япономорской провинций были выведены из-под уровня моря.

Начало среднего неоплейстоцена ознаменовалось трансгрессией и формированием абразионного и абразионно-аккумулятивного уровня 100–120 м, реликты которого сохранились на участке западного побережья от пос. Яблочное до пос. Горнозаводск. Море проникало в Сусунайскую депрессию. Отложения этого возраста залегают в центральной ее части на глубине 100–150 м. Морской залив в северной части сменился обширной озерно-аллювиальной низменностью. В конце среднего неоплейстоцена отмечается общий подъем суши, море уходит из пределов депрессии. Морские условия седиментации сохраняются в меридиональных проливах, в северной и южной частях Анивской зоны растяжения и прогибания. Шельфовые равнины были частично осушены. В горных сооружениях активизируются эрозионные процессы. Наиболее активно они протекали в горных сооружениях на месте Долинского, Мицульского хребтов и Таранайской горной гряды. Районы Лютогской и Краснодонской впадин являлись относительно стабильными участками. В Лютогской впадине формируется цикловой уровень 35–45 м. В бортовых частях Сусунайской депрессии формируются мощные аллювиально-пролювиальные шлейфы. Пространственное распределение их вдоль восточного борта депрессии свидетельствует о том, что к этому времени были сформированы денудационная «ступень» Корсаковского плато и граничащий с ней поднятый глыбовый горный массив гор Майорская–Большевик. Северная часть Сусунайского хребта не испытала значительных поднятий. Здесь эрозионно-денудационные склоны плавню сочленялись с озерно-аллювиальной аккумулятивной равниной депрессии.

Начало позднего неоплейстоцена ознаменовалось одной из самых значительных гляциоэвстатических трансгрессий, следы которой прослеживаются на побережьях в виде абразионно-аккумулятивных морских террас 60–80 м и толщ морских и аллювиально-маринных отложений в депрессиях. В межгорных впадинах и предгорных частях депрессий происходит формирование речной цикловой террасы 25–30 м, широкие поверхности которой сохранены в долинах рек Лютога и Сусуя. Продолжаются блоковые клавишные подня-

тия Сусунайского хребта, которые охватили его центральную и, частично, северную части до широты пос. Сокол. В Западно-Сахалинских горах и Тонино-Анивском хребте сохраняется режим пульсационных поднятий, наиболее интенсивных в транспрессионных зонах. Корсаковское плато (западная часть), Муравьевский перешеек и межгорные впадины относительно стабилизированы.

В эпоху первого похолодания, определившую эвстатическое понижение уровня моря (базиса эрозии), продолжающиеся неотектонические поднятия горных сооружений активизировали эрозионные процессы. В зонах осушки шельфовых равнин формируется денудационно-эрозионный рельеф с литоморфными уступами и грядами, закладываются U-образные речные долины. Наиболее отчетливо они проявлены в мелководной зоне Западно-Сахалинского шельфа. На материковом склоне и в Монеронском поднятии в условиях контрастного донного рельефа образуются узкие эрозионные каналы (каньоны). В это же время, по-видимому, была заложена ложбина, разделяющая область Западно-Сахалинской шельфовой равнины и Монеронское поднятие, а также крутые перегибы склонов в бортах межгорных грабенообразных депрессий Тонино-Анивского полуострова. Были сформированы лимнио-аллювиальные равнины Сусунайской низменности и Муравьевского перешейка.

В эпоху второго позднеплейстоценового потепления и эвстатического повышения уровня моря в зонах шельфовых равнин и устьевых частях депрессий устанавливается режим морского и лагунного осадконакопления. В горных сооружениях продолжается формирование денудационного рельефа.

Конец позднего неоплейстоцена знаменуется установлением на большей части территории континентальных условий и значительным понижением уровня моря, о чем свидетельствуют нахождение подводных террас в Татарском проливе и залива Анива на глубинах 100–120, 30–40 и 20 м и широкое развитие отложений озерного, аллювиального и пролювиального генезиса. Анивская зона растяжения и прогибания испытывали синхронные опускания. В их пределах сохранилась обстановка морского осадконакопления. В период регрессии верхняя часть шельфовых равнин развивалась в условиях континентального режима, что подтверждается строением отложений шельфа Татарского пролива и его рельефа.

В результате раннеголоценовой трансгрессии была сформирована абразионно-аккумулятивная прибрежная равнина в устьевой части Сусунайской депрессии. Море проникало в депрессию на 15 км. На остальной части ее продолжалось формирование плоской аккумулятивной равнины, комплекса низких надпойменных террас, обширных площадей развития озерных отложений.

Понижение уровня моря в позднем голоцене привело к образованию молодых коллювиальных склонов в верховьях речных долин и привершинных частях хребтов, врезанию пойм в поверхность аккумулятивных равнин, что обусловило дренирование и осушку озерных водоемов в Сусунайской депрессии и на Муравьевском перешейке с образованием обширных торфяных болот. Были сформированы пляжи, косы, береговые валы, низкая морская терраса с эоловыми дюнами на ее поверхности. В настоящее время участок побережья залива Анива между устьями рек Сусуя и Лютога испытывает слабое погружение.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Неоднородность геологического строения территории листа, в которую входит акватория Татарского пролива и Японского моря, условно разделяющая площадь на два блока: континентальный (Амурский) и островной (Сахалинский), определяет специфику металлогении территории. Все объекты полезных ископаемых в пределах листа районированы по двум минерагеническим провинциям: Сихотэ-Алинской (континентальная часть) и Хоккайдо-Сахалинской (островная суша).

Минерагенический профиль Сихотэ-Алинской провинции определяется рудными объектами плутогенного гидротермального типа, наиболее значимыми из которых являются золото и серебро. Подавляющее большинство металлических полезных ископаемых сконцентрировано в Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минерагенической зоне. Поисковые и разведочные работы на рудное золото проводятся и в настоящее время. Всего на карту полезных ископаемых в пределах Сихотэ-Алинской провинции нанесено 111 объектов полезных ископаемых, из них три месторождения, одно россыпное малое месторождение, 53 проявления золота, серебра, меди, молибдена, олова, свинца, цинка и др.

Основу минерально-сырьевой базы Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции в пределах листа составляют месторождения каменного и бурого угля, торфа, различных видов строительных материалов, цеолитов, диатомитов, германия, минеральных лечебных и столовых подземных вод, лечебных грязей. В Анивском районе эксплуатируются малые месторождения газа. В Невельском районе открыто первое на Южном Сахалине месторождение нефти – Георгиевское. Известны малые месторождения глауконита, минеральных красок, россыпи и проявления поделочных и технических камней. Широко распространены минерально-промышленные подземные воды. В числе нетрадиционных видов сырья отмечены проявления термальных вод, возможно, перспективных для теплоснабжения населенных пунктов. Установлены многочисленные проявления и пункты минерализации медноколчеданного с золотом, серебром и марганцевого оруденения, гидротермальной ртутной минерализаций. Выявлены признаки золотого оруденения, оловянной, олово-вольфрамовой, колчеданно-полиметаллической, золотосодержащей колчеданной и редкоземельной минерализации. Всего в Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции в пределах листа L-54 зарегистри-

стрировано: малых месторождений – 81, средних – 8, крупных – 5, проявлений – 50, пунктов минерализации – 42, источников – 13; грязей лечебных – 5.

Минерагенический профиль акватории Татарского пролива, Японского и Охотского морей в пределах листа L-(53),⁵⁴ определен локализацией в нем перспективных нефтегазоносных областей, угленосных бассейнов и россыпных (минералы титана, железа и золота) рудных узлов, формирование которых проходило на кайнозойском этапе развития.

Горючие полезные ископаемые акваториальной части листа сосредоточены в Япономорской и Охотской нефтегазоносных провинциях, Южно-Татарской (Южно-Татарский бассейн), Западно-Сахалинской (Исикари-Западно-Сахалинский бассейн) и Южно-Сахалинской (Южно-Сахалинский бассейн) нефтегазоносных областях.

Всего на акватории листа показано 64 объекта полезных ископаемых, из них 34 россыпепроявления и 30 шлиховых ореолов.

Информация по всем объектам полезных ископаемых помещена в электронную Базу данных.

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГАЗ

В Сихотэ-Алинской провинции и на акваториальной части листа L-(53),⁵⁴ месторождений и проявлений нефти и газа пока не выявлено. На прилегающем шельфе сейсморазведочными работами выделены области волновых сейсмических аномалий и локальные структуры, потенциально перспективные для локализации залежей углеводородов.

Перспективы нефтегазоносности акватории рассмотрены в гл. «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района».

Практически все поверхностные и установленные в скважинах проявления нефти и газа тяготеют к зонам влияния Центрально- и Западно-Сахалинского глубинных разломов в пределах Япономорской и Охотской нефтегазоносных провинций.

Подавляющее большинство проявлений нефти, нефти и газа распространены в западной полосе, приуроченной к палеоген-неогеновой Западно-Сахалинской НГО. С зоной влияния Центрально-Сахалинского разлома связаны преимущественно проявления и небольшие залежи газа, установленные в приразломных зонах и связанных с ними постседиментационных бескорневых складках. Расположенные поблизости друг от друга поверхностные или в скважинах проявления объединяются при условии, что пространственно они приурочены к одним структурным элементам.

Нефть. *Месторождение Георгиевское (П-7-4)* расположено в 8 км к востоку от г. Невельск. На изученной территории это единственное нефтяное месторождение, по нему пока утверждены только оперативные запасы нефти по результатам бурения единственной скважины (извлекаемые при принятом коэффициенте извлечения 0,1 : C_1 – 672 тыс. т, C_2 – 4681 тыс. т). Нефтяные залежи приурочены к разрезу снежинкинской свиты [Оксенгорн, 2007ф].

**Основные характеристики продуктивных горизонтов месторождения Георгиевское
(скв. Ловецкая-1)**

Стратиграфический горизонт	Интервалы глубин перспективных горизонтов, м	Длина интервала, м	Эффективная мощность, м	Рассчитанные по ГИС коэффициенты, %		Характер насыщения
				открытой пористости	нефтегазонасыщенности	
I гор.	2300–2835	535	392,1	20,56	37,47	Нефть + вода, нефть
II гор.	2848,6–3007,5	158,9	116	20,19	37,49	Нефть, нефть + вода
III гор.	3048,4–3128,4	80	37,9	18,35	42,67	Нефть, нефть + вода
IV гор.	3350,5–3362,3	11,8	9,5	25,69	61,49	Нефть

Из верхних перспективных горизонтов при испытаниях в открытом стволе были получены также притоки газа. Состав газа (%_{об}): C₁ – 79,1, C₂ – 8,3, C₃ – 6,5, C₄ – 4,4, C₅ – 1,03.

Разрез, вскрытый скважиной в интервале глубин 2300–2835 м и выделенный как I горизонт, представляет собой непрерывное чередование пластов-коллекторов от 0,4–0,6 до 4–5 м и слабопроницаемых разделов различной толщины. В нижней половине интервала толщина отдельных коллекторов увеличивается до 10–20 м. В ходе испытания пласта в колонне были получены притоки высокопарафинистой нефти.

Разрез в инт. 2849–3008 м также характеризуется непрерывным переслаиванием коллектор–неколлектор с толщиной пластов-коллекторов 0,4–4 м. Интервал выделен как II горизонт. Он испытан в колонне в нижней части разреза (инт. перфорации – 2982–3010 м), получен приток нефти.

Инт. 3048–3128 м представлен аналогичным переслаиванием с толщиной пластов-коллекторов 0,6–3 м. Выделен как III горизонт, испытан в колонне в инт. 3070–3095 м; получен приток нефти 2,19 м³/сут.

IV горизонт – инт. 3350–3362 м – характеризуется таким же переслаиванием с толщиной коллекторов 0,7–5,3 м и устойчивым, относительно высоким коэффициентом нефтенасыщенности.

Месторождение требует разведки, его параметры нефтенасыщенности и контуры пока точно не установлены и условно приняты в границах выявленной здесь поверхностной геохимической аномалии.

Нефть и газ. Проявления нефти и газа отмечаются в Южно-Невельской (Ш-7-11), Северо-Невельской (П-7-2), Шебунинской 45 (Ш-7-14) и Ковровской 28 (П-8-78) структурах.

В пределах Южно-Невельской структуры, расположенной непосредственно восточнее и юго-восточнее г. Невельск, представляющей собой вытянутую в меридиональном направлении, осложненную разрывными нарушениями

асимметричную антиклинальную складку, имеются как поверхностные признаки нефти и газа, выражающихся в пленках нефти, выходов пород с запахом нефти и газовых выделений в виде пузырьков и струй в водотоках рек Амурская, Казачка, Селезневка, так и привязанные к конкретным интервалам разреза проявления углеводородов в скважинах. На структуре пробурено 22 структурных и шесть глубоких поисковых скважин (42, группа скважин, БД). Кроме того, в материалах предшественников [Гринберг, 1957ф] приводятся данные о бурении, проведенном в 1920–1930-е годы японскими геологами. При бурении структурных скважин нефте- и газопроявления, учитывая их небольшую глубину, фиксировались преимущественно в невелиских и холмских отложениях. Они выражались в керне с запахом нефти и газоводопроявлениях. В ходе бурения глубоких поисковых скважин газопроявления с интенсивным разгазированием, вплоть до «вскипания» бурового раствора, отмечались в аракайской, такарадайской и снежинкинской свитах, отмечалась люминесценция глинистого раствора. При испытании скв. 1 при промывке и притоке выносились комки парафинистой нефти. За время испытания инт. 2520–2570 м было собрано 50 л высокопарафинистой нефти. В скважинах 5 и 6 из снежинкинских отложений при испытаниях в колонне получено 10–16 л парафинистой нефти [Свитенко, 1966ф, 1970ф].

На Северо-Невельской площади в разрезе снежинкинской свиты в скв. 1 (32, группа скважин, БД) в интервалах 2190–2216 и 2495–2554 м с насосно-компрессорных труб была снята нефть с содержанием парафина 46,6–48,8 %. В скв. 2 в инт. 2560–2574 м отмечен небольшой приток газа [Воронин, 2012ф].

На Ковровской структуре – пологой куполообразной антиклинали – в ходе испытания в колонне скважин 1 и 3 (28, группа скважин, БД) в интервале глубин 500–1350 м из разных пластов невелиской свиты были получены притоки газа до 1500 м³ в сут. и до 100 л высокопарафинистой нефти (до 40–50 % парафинов), застывавшей уже при 50 °С. По авторской оценке А. И. Юрочко (1994 г.), не прошедшей экспертизу, извлекаемые запасы нефти по Ковровской структуре составили по категориям: С₁ – 554 тыс. т, С₂ – 3621 тыс. т.

На Шебунинской структуре, расположенной южнее г. Невельск в 15 км на берегу Татарского пролива, в скв. 1 (45, группа скважин, БД) комки высокопарафинистой нефти выносились с промывочной жидкостью при разбуривании интервалов 1264–1300 м (аракайская свита) и 1963–2012 м (снежинкинская свита). В скв. 3 аналогичное отмечалось во время остановки бурения при забоях 1100 и 1640 м. При испытании скв. 1 10 л высокопарафинистой нефти было получено из инт. 1264–1300 м (аракайская свита). Пленки нефти отмечались в инт. 1402–1434 (такарадайская свита) и 1963–2008 м (снежинкинская свита) [Якушкин, 1977ф].

Газ горючий. На изученной площади открыто пять малых месторождений: Айское (I-8-20) в окрестностях с. Советское в Долинском районе, Восточно-Луговское (II-8-94), расположенное в 6 км к юго-западу от г. Анива, Южно-Луговское (II-8-92) с Золоторыбным блоком (ранее считавшимся самостоятельным месторождением) в 9 км к западу от г. Анива, Заречное (II-8-90) и Благовещенское (II-8-89), расположенные несколько севернее Южно-Луговского.

Четыре месторождения приурочены к Анивской группе небольших складок меридионального простирания, располагающейся вдоль западного борта Сусунайского прогиба. Залежи газа пластово-сводовые. Связаны с пологими брахиантиклинальными складками с углами падения крыльев до 10° . Складки фиксируются в пластичных верхнемиоценовых отложениях. По данным сейсмо- и гравиразведки, в нижележащих холмско-невельских отложениях складки корней не имеют. Высоты залежей – от 30 до 45 м, размеры – от 0,5 до 1,5 км². В разрезе нижнемаруямской подсвиты, слагающей продуктивную часть разреза, выделено 14 номенклатурных пластов коллекторов мощностью от 11 до 73 м с эффективной мощностью от 3 до 34 м, представленных глинистыми песчаниками с пористостью насыщения до 30% и проницаемостью от 0,04 до 1,1 мкм². Газоносность на месторождениях установлена для пластов VII–XIII. Основными продуктивными пластами для Восточно-Луговского месторождения являются VII, XI, XII для Южно-Луговского – XII и XIII; для Золоторыбного – XIII. Максимальные притоки газа (до 150 тыс. м³/сут.) получены из пласта XIII Восточно-Луговского месторождения. Состав газа (%): метан – до 99, этан – 0,11–0,15, пропан – 0,01–0,09, изобутан – 0,04, азот – 0,74–8,04, CO₂ – 0,1–2,21. Теплотворная способность газа низкая – 35 479–35 512 кДж, коллекторы поровые, открытая пористость – 26–31,5%, проницаемость – 9,1–21,2 мД. Наилучшими коллекторскими свойствами обладает XIV пласт, сложенный более грубым обломочным материалом, но, являясь базальным горизонтом маруямской свиты и залегая согласно поверхности холмско-невельских отложений, он не образует ловушек и является повсеместно газоносным.

Балансовые запасы газа (млн м³) на 1.01.2019 г. составляют по месторождениям и категориям: по Восточно-Луговскому – В₁ – 122, В₂ – 195; Южно-Луговскому с Золоторыбным блоком – В₁ – 1394, В₂ – 311; Благовещенскому – В₁ – 101, В₂ – 50; Заречному – В₁ – 132, В₂ – 199. Все они по запасам относятся к разряду малых. Месторождения разрабатываются, Восточно-Луговское и Южно-Луговское эксплуатируются с 1985 г. Газ используется для газоснабжения г. Анива и некоторых поселков. Суммарная годовая добыча составляет 30–40 млн м³.

Месторождение Айское (I-8-20) также приурочено к маруямской свите. В скв. 3 при испытании инт. 697–706 м был получен приток газа дебитом 12,2 тыс. м³/сут. Не прошедшая экспертизу оценка запасов залежи составляет по категории С₂ 50 млн м³.

На *Луговской* площади (структуре) (II-8-82), расположенной непосредственно к северу от Южно-Луговского месторождения, притоки газа дебитом 19,8 тыс. м³/сут получены из пласта III [Воронин, 2012ф].

Непромышленные притоки газа из маруямской свиты в Сусунайском прогибе получены также на *Малинковской структуре* (II-8-93). В структурной скв. 3 в инт. 358–362 м) был получен приток метанового газа дебитом 3,5 тыс. м³/сут [Чумаков, 1975ф]. На *Северо-Долинской* (II-8-13) площади газ из маруямских отложений при испытании в колонне поступал с дебитом 5,4 тыс. м³ [Воронин, 2012ф].

Все вышеперечисленные месторождения и проявления расположены в Южно-Сахалинской НГО. В Западно-Сахалинской НГО многочисленные

проявления газа отмечаются в поисковых скважинах в более широком стратиграфическом диапазоне.

Проявление Восточно-Ковровское (II-8-83). В Лютогской синклинали при бурении гидрогеологической скважины на промышленные воды из невеличской свиты при испытании в открытом стволе в инт. 870–895 м получен приток газа дебитом около 10 тыс. м³/сут [Завадский, 1972ф].

На *Приточной структуре (III-8-6)* при структурном бурении в своде структуры скв. 1 бурное газоводопроявление, начавшееся при забое 650 м в невеличской свите, было остановлено только обрушением стенок скважины, но в образовавшейся воронке еще некоторое время продолжалось горение газового факела (рис. 22). Газопроявления из невеличской свиты наблюдались и в других структурных скважинах, пробуренных в присводовой части структуры [Мартынов, 1978ф], и забурившаяся здесь поисковая скважина, которая не вышла из невеличской свиты, была остановлена из-за геологических осложнений, связанных с водагазопроявлениями.



Рис. 22. Водагазопроявление с горящим газовым факелом в воронке, образовавшейся на месте устья структурной скважины.

С меловыми отложениями связаны газопроявления, наблюдавшиеся при бурении параметрической Кузнецовской скважины, заложенной в своде *Кузнецовской структуры (III-7-44)* на юге п-ова Крильонский в поле выхода быковской свиты с проектной глубиной 4000 м. Основаниями постановки именно здесь параметрического бурения для изучения нефтегазоносности меловых отложений были выявленная электроразведочными работами аномалия высоких сопротивлений в предполагаемом разрезе найбинской свиты на глу-

бинах от 1800 м [Голлербах, 1979ф] и слабоконтрастная геохимическая аномалия [Воронин, 1987ф]. Очень быстро в ходе бурения начались проявления аномально высоких пластовых давлений (АВПД), сопровождавшиеся фонтанными притоками воды и газа. При забое 559 м (после многократных попыток преодоления интервала АВПД) бурение скважины было остановлено. Из быковской свиты скважина так и не вышла.

В скв. 4 *Большехолмской* (25, БД) (П-8-57) наиболее существенные газопроявления из верхнемеловых отложений фиксировались в красноярковской свите. В инт. 1670–1678 м скважина фонтанировала сухим газом ($C_1 - 85\%$) дебитом до 5 тыс. м³. В процессе испытаний дебит газа уменьшился до 80–100 м³/сут. Газонасыщенность пластовых вод верхнемеловых отложений на *Большехолмской* структуре довольно высокая, газовый фактор изменяется от 1,9 до 3,3 м³/м³ [Воронин, 2012ф]. В скв. 6 также с красноярковской свитой связано разгазирование глинистого раствора на глубинах 2293 и 2323 м. В скв. 1 во время бурения сильное разгазирование глинистого раствора наблюдалось в инт. 790–798 м, (*снежинкинская свита*), а при забое 898,4 м началось интенсивное водогазопроявление. Приток пластовой минерализованной воды с газом составил 743 м³/сут. Скважина была ликвидирована по техническим причинам [Воронин, 2012ф].

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный

Каменные угли распространены в Западно-Сахалинском и Центрально-Сахалинском угольных бассейнах. Промышленная угленосность территории связана с отложениями *снежинкинской свиты*, в которой установлено шесть месторождений.

Месторождение Тихоновичское (I-8-10) расположено в Томаринском районе в бассейнах рек Томаринка, Запорожская, Старицкая, Черемшанка и в верховьях р. Найба. Площадь месторождения – 130 км². В структурном отношении оно приурочено к Западно-Сахалинскому транспрессионному поднятию. Выходы *снежинкинской свиты* приурочены к сводовым частям и крыльям антиклиналей, к центриклинальным замыканиям синклиналиных складок. Углы падения угленосных отложений колеблются от 15 до 70°. Широко развита дизъюнктивная тектоника, обуславливающая крайне сложное геологическое строение месторождения. В южной части месторождения насчитывается 8–10 пластов угля рабочей мощности. Угленасыщенность разреза уменьшается в северо-восточном направлении вплоть до полного исчезновения рабочих пластов [Шепелев, 1996ф].

Угли марки Д в качественном отношении характеризуются как среднезольные (10–31 %), малосернистые (0,2–0,4 %), с высоким выходом летучих (41–51 %) и высококалорийные (7700–8270 ккал/кг)

Месторождение находится в Нераспределенном фонде недр. В пределах месторождения выделялось семь участков, один из которых в советское время эксплуатировался (поле шахты 1/3). Позднее под разведку и добычу каменного угля открытым способом выдавались лицензии на три участка: Ста-

рицкий, Запарожский-1 и Угольный. Условия для добычи оказались не самыми благоприятными и со временем лицензии были аннулированы. На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы по уч. Угольный по категории С₁ в объеме 231 тыс. т при утвержденных 323 тыс. т (ТКЗ, 2002 г.).

Месторождение Лопатинское (Синегорское) (I-8-15) расположено в бассейне рек Найба, Рогуля, Сусуя. Месторождение вытянуто в меридиональном направлении на 60 км от истоков р. Самбурка на юге до истоков р. Найба на севере и имеет площадь более 75 км². В геологическом отношении месторождение приурочено к выходам снежинкинской свиты, граничащих с востока с южной частью «главного мелового поля» Сахалина. Свита залегает здесь преимущественно моноклинально с падением на запад 20–40°. Моноклиналь осложняют многочисленные разрывные нарушения и складки более высокого порядка.

Угли месторождения имеют марку Д, зольность – от 13 до 30 %, они содержат незначительное количество серы (до 0,5 %), имеют высокую теплотворность (7400–8000 ккал/кг), влага аналитическая 2–6 %, выход летучих составляет 40–50 %, первичных смол 8,4–17,4 %.

На месторождении выявлено до 50 пластов угля, из них около 40 имеют рабочие характеристики. Угольные пласты не выдержаны по мощности, часто выклиниваются, расщепляются, замещаются углистыми аргиллитами. Пласты залегают сближенными группами на расстоянии 4–6 м друг от друга. Мощность рабочих пластов колеблется от 0,9 до 4,2 м. Наибольшая угленосность приурочена к полю шахты Долинская.

Месторождение разрабатывалось двумя шахтами: Долинская и Южно-Сахалинская. В настоящее время шахта Южно-Сахалинская ликвидирована, а шахта Долинская находится в консервации. Сейчас разработка месторождения продолжается только открытым способом. Угли используются в качестве энергетических.

В пределах месторождения выделено семь участков с балансовыми запасами угля, пригодными для подземной отработки, и один участок для открытой отработки, пространственно совпадающий с полем шахты Долинская.

На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся для подземной отработки запасы категорий А + В + С₁/С₂ по полю шахты Южно-Сахалинская 12 468/2623 тыс. т, вне технических границ шахты Южно-Сахалинская – 21 626/17 681 тыс. т, поле шахты Долинская 82 755/4280 тыс. т, уч. Долинский 2 – 48 635/146 тыс. т, поле шахты Загорская – 11 3781/– тыс. т, прирезка к полю шахты Южно-Сахалинская 19 609/– тыс. т, уч. Тепловодский –/2800 тыс. т, участки Лопатинские 1, 2, 4, 5 – /44 900 тыс. т. За участком под открытую отработку в поле шахты Долинская числятся запасы 2051/175 тыс. т.

Месторождение Первомайское (III-7-17) расположено в центральной части п-ова Крильонский, в 10 км от пос. Шебунино. Площадь – 79 км². Промышленная угленосность связана с верхней частью снежинкинской свиты, залегающей в ядре Первомайской антиклинали. Углы падения пластов – 35–40°. Угли марки Д, влага аналитическая – 4,6–9,7 %, зольность – 7,0–36,0 %, сера общая – 0,4–0,6 %, выход летучих – 41,0–56,0 %, теплотворная способность – 7470–8160 ккал/кг [Шепелев, 1996ф].

На Государственном балансе числятся запасы для подземной отработки по двум участкам.

Поле шахты 8/9 занимает северо-западную часть месторождения. Здесь установлено 18 пластов угля, их которых четыре имеют рабочую характеристику с мощностью 0,7–4,0 м. Балансовые запасы на 1.01.2019 г. составляют по категориям: $V + C_1$ – 19 789 тыс. т, C_2 – 2124 тыс. т.

Участок Первомайский расположен в северной части месторождения, в правобережье р. Шебунинка. На нем выявлено 12 пластов угля, из них пять рабочих мощностью 0,5–4,0 м. Балансовые запасы на 1.01.2019 г. по категории C_2 составляют 24 784 тыс. т.

Два участка выделено под открытую отработку: по участку Графский на 1.01.2019 г. числятся запасы категории C_2 – 698 тыс. т на лицензированной площади и 440 тыс. т за ее пределами, по уч. Лесной по категориям C_1/C_2 – 307/2740 тыс. т.

Месторождение Костромское (II-8-17) расположено в среднем течении р. Кострома в своде Костромской антиклинали. Здесь установлено пять рабочих пластов мощностью 0,5–2,2 м. Угли марки Д с содержанием золы – 7 %, влаги – 6 %, летучих – 49 %, серы общей – 0,2 %, теплотворной способностью 8000 ккал/кг. Запасы угля по категории C_2 , составляющие по авторской оценке [Семенов, 1970] 44,8 млн т, экспертизу не проходили и Государственным балансом не учтены. Месторождение не эксплуатируется.

Проявление Кирилловское (III-8-5) расположено в центральной части п-ова Крильонский на широте пос. Горнозаводск на восточном склоне Южно-Камышового хребта в истоках правых притоков р. Урюм. Площадь месторождения – около 50 км². В структурном отношении оно приурочено к своду Новотамбовской антиклинали с крутым восточным крылом (30–70°) и более пологим западным (10–45°). Содержит 38 пластов угля, из них 11 рабочих с мощностью 1,0–3,1 м. Угли марки Д, зольность – 10,0–30,4 %, влага аналитическая – 7,2–10,7 %, выход летучих – 45,7–49,0 %, сера общая – 0,33–3,35 %, теплотворная способность 7200–7686 ккал/кг. Прогнозные ресурсы (до горизонта – 1500 м) на 1.01.2019 г. составляют – 361 млн т, в т. ч. по категориям (млн т): P_1 – 29, P_2 – 249, P_3 – 83 [Меренков, 1997ф]. Месторождение не эксплуатируется.

Проявление Ульяновское (III-8-8) расположено в северной части п-ова Крильонский, в 14 км к востоку от г. Горнозаводск. Площадь – 41 км². Приурочено к своду Невельской антиклинали и южной центриклинали Ясноморской синклинали. Углы падения пластов – от 35 до 75°. На месторождении в отложениях снежинкинской свиты установлено 20 пластов угля, из них 15 рабочих мощностью 0,7–2,50 м. Угли марки Д, зольность 5,5–29,2 %, летучие – 45,6–53,3 %, сера – 0,2–0,5 %, теплотворная способность 7122–7955 ккал/кг. Прогнозные ресурсы подсчитаны до глубины 1500 м и составляют на 1.01.2019 г. 442 млн т, в т. ч. по категориям (млн т): P_1 – 41, P_2 – 318, P_3 – 83 [Меренков, 1997ф]. Месторождение не эксплуатируется.

Уголь бурый. В пределах континентальной части проявления угля бурого связаны с эоцен-олигоценными вулканогенно-осадочными отложениями (кедровская толща, максимовская свита): Маинское (I-4-9) на левобережье

р. Мая и Кузнецовское (Ш-4-17) в приустьевой части р. Кузнецова. Все они характеризуются единичными пластами бурых углей мощностью от 0,05–0,4 м, редко 1,0 м, содержащих многочисленные маломощные прослои вмещающих пород. Качество углей низкое, как правило, они сильно выветренные. Промышленного интереса данные проявления не представляют ввиду ограниченного распространения угленосных отложений.

На островной части листа известно пять месторождений и три проявления бурых углей, промышленная угленосность которых связана с отложениями верхнедуйской свиты.

Месторождение Взморье (I-8-5) расположено в пределах одноименного поселка и приурочено к асимметричной складке. Восточное крыло складки находится в акватории Охотского моря. Площадь месторождения – 4 км². В разрезе верхнедуйской свиты мощностью 220 м установлено восемь угольных пластов, из которых пять являются рабочими. Четыре пласта сближены и разрабатывались как один сложнопостроенный пласт. Нижний пласт удален от них на 25 м по разрезу. Пласты имеют мощности до 1,5 м. В южном направлении пласты выклиниваются и замещаются углистыми аргиллитами. Угли высокозольные (22,6–35,1 %), малосернистые (до 1,4 %), теплотворная способность 7100–7200 ккал/кг, содержание первичных смол – 6,6–9,1 % [Шепелев, 1996ф]. Месторождение эксплуатировалось шахтным способом с 1914 по 1952 г. За период эксплуатации месторождения добыто 1124 тыс. т угля. В настоящее время шахта ликвидирована. Запасы по категориям А + В + С₁ в объеме 3147 тыс. т сняты с государственного учета.

Месторождение Новоселовское (I-8-17) расположено южнее одноименного поселка и приурочено к синклинальной складке с осью, погружающейся в сторону Татарского пролива. Углы падения на крыльях – 15–25°. Площадь месторождения – 8 км². Мощность верхнедуйской свиты здесь составляет 300 м. В разрезе установлено три пласта угля мощностью от 0,9 до 1,8 м. Зольность угля – 4,1–13,1 %, теплотворная способность – 6620–6370 ккал. Месторождение эксплуатировалось в первой половине прошлого века. Запасы для штольневой отработки выработаны, запасы нижних горизонтов, составляющие 3266 тыс. т по категории С₂ [Шепелев, 1996ф], пригодны только для подземной отработки.

Месторождение Чеховское (I-7-7) расположено в непосредственной близости от п.г.т. Чехов вдоль железной дороги, приурочено к синклинальной складке, западное крыло которой располагается в акватории Татарского пролива. Месторождение осложнено серией диагональных нарушений. Разрез верхнедуйской свиты содержит три пласта угля, из которых только один имеет рабочую мощность – до 1 м. Зольность угля – 4–13 %, теплотворная способность – 6200–6370 ккал/кг. Прогнозные ресурсы оцениваются в 6 млн т. В период оккупации Сахалина Японией юго-восточная часть месторождения была отработана [Шепелев, 1996ф]. Уголь использовался как энергетическое топливо.

Месторождение Горнозаводское (Невельское) (Ш-7-9) расположено в северо-западной части п-ова Крильонский. Приурочено к Горнозаводской синклинали с углами падения пород 20–60° на западном и 30–85° на восточном крыльях. Протяженность в меридиональном направлении – 35 км от мыса Казакевича на севере до р. Луговка на юге. Площадь – 85 км². Промышленная

угленосность связана с нижней частью верхнедуйской свиты. Количество угольных пластов и пропластков изменяется от пяти на юге до 20 на севере. Рабочей мощностью обладают пять пластов. Максимальные мощности пластов достигают 13,7 м на севере месторождения и 6,7 м на юге. По простиранию наблюдаются изменения мощности пластов, количества и мощности породных прослоев в угольных пластах. Угли в основном марки ЗБ, зольность – 3,3–33,6 %, влажность 2,6–19,5 %, выход летучих – 45,0–59,3 %, сера общая 0,17–2,31 %, теплота сгорания – 5829–7331 ккал/кг [Жаров, 2000ф; Шепелев, 1996ф]. На некоторых участках учтены также запасы каменного угля марки Д. Добыча угля в 2018 г. составила 979 тыс. т.

Государственным балансом на 1.01.2019 г. выделено 14 шахт и участков, по которым учтено запасов под подземную отработку категорий А + В + С₁ – 450,4 млн т, С₂ – 55,4 млн т, забалансовых 79,9 млн т, под открытую (А + В + С₁) – 21,9 млн т, С₂ – 0,07 млн т, забалансовых – 0,8 млн т.

Месторождение Новиковское (Ш-9-29) расположено в центральной части Тонино-Анивского полуострова в 12 км к востоку от пос. Новиково (площадь 30 км²). Приурочено к грабенообразной Новиковской депрессии. Промышленная угленосность связана со средним угленосным горизонтом верхнедуйской свиты, содержащим два пласта угля сложного строения мощностью от 0,02 до 19,77 м. Угли марки БЗ, влажность рабочая – 9,0–22,3 %, зольность – 10,7–25,6 %, выход летучих 42,2–44,2 %, сера общая – 0,55–0,57 %, теплотворная способность 4389–7266 ккал/кг. Угли месторождения содержат германий промышленной концентрации. Месторождение эксплуатировалось открытым способом до середины 1990-х годов и запасы месторождения для открытой отработки в значительной мере выработаны.

На 1.01.2019 г. на Государственном балансе числятся на трех участках запасы по категориям А + В + С₁ для открытой отработки – 5158 тыс. т и на двух для подземной – 2604 тыс. т.

Проявление Лесное (П-9-5) расположено в 1 км к юго-востоку от пос. Лесное. До 1928 г. здесь велась кустарная добыча угля. Выявлен один пласт угля мощностью 0,4–0,7 м с содержанием влаги 16,4 %, золы – 9,1 %, летучих – 65,3 % [Жаров, 2000ф].

Проявление Тюннайское (П-9-3) расположено вблизи устья р. Тюннай на побережье Охотского моря и представлено двумя пластами угля мощностью 0,4 и 0,3 м [Жаров, 1999ф].

Проявление Озерское (Ш-9-4) расположено в 2 км к северо-западу от пос. Озерский и представлено пластом угля сложного строения мощностью 0,8–9,2 м. Полезная мощность пласта – 0,8–1,8 м. Проявления не имеют промышленной ценности [Жаров, 2000ф].

Торф. На континентальной части листа L-54 известно одно проявление торфа в устье р. Ботчи (I-5-14). Торф слаборазложившийся, рыхлый бурого и буровато-черного цвета, с большим количеством полуразложившихся стеблей и корней растений. С поверхности покрыт слоем суглинка мощностью 10–20 см, обводнен до глубины 0,5 м. Мощность торфа 0,5–2,0 м. Разведочные работы не проводились.

На о. Сахалин установлено 17 месторождений торфа с площадью залежей свыше 10 га, приуроченных к четвертичным отложениям (отображены на карте КЧО).

Месторождение Озерецко–Песочное (II-8-136) расположено в южной части Сусунайской низменности и выходит на побережье бух. Лососей от г. Анива до нижнего течения р. Сусуя. Площадь месторождения – 12 791 га, в пределах промышленной отработки – 9672 га. Максимальная мощность – 5,20 м; средняя – 2,68 м. На месторождении представлены все типы залежей торфа: верховые, переходные, смешанные, низинные с преобладанием последних. Средняя степень разложения торфа низинного типа – 35 %, верхового и переходного – 15 %. Средняя зольность – 4,55 %. Запасы по состоянию на 1.01.2019 г. (тыс. т), числящиеся на Государственном балансе, составляют по категориям: В – 23 292; С₂ – 14 142; забалансовые – 572. В пределах месторождения под промышленную разработку выделены участки Мицулевский (добыча до 6 тыс. т в год) и Средний для разведки и последующей разработки. Четыре участка выделены в качестве резервных. Добытый торф используется в качестве удобрения [Шепелев, 1996ф].

Месторождение Лиственичное (II-8-128) расположено в междуречье Сусуи и Средней к юго-западу от пос. Лиственичное. Площадь в нулевой границе – 1333 га, в границе промышленной глубины – 1154 га. Максимальная мощность – 7,8 м, средняя – 2,75 м. Средняя степень разложения торфа – 20 %, средняя зольность – 4 %. Торф пригоден для использования в качестве удобрения, подстилки, изоляции. Государственным балансом на 1.01.2019 г. учтены запасы категории А на участках Луговской – 925 тыс. т, Центральный – 1289 тыс. т, Резервный – 1189 тыс. т. Разрабатывается уч. Центральный.

Месторождение Такое–Первое (II-8-102) расположено в бассейне р. Бол. Такой в 2 км западнее г. Долинск. Площадь в границах нулевая/промышленная – 896/682 га. Типы залежей торфов верховые, низинные, переходные. Максимальная мощность торфов – 9,2 м, средняя – 4,40 м. Степень разложения торфа – 18 %. Запасы, учтенные Государственным балансом по категории С₂, составляют 2784 тыс. т. Месторождение не эксплуатируется.

Месторождение Клюквенное (II-8-97) расположено в бассейне р. Бол. Такой (площадь – 567 га). Средняя мощность торфа – 2,98 м, тип залежи низинный, зольность – 37 %, степень разложения – 42 %. Месторождение разрабатывалось с 1973 г., торф использовался в качестве удобрения. В настоящее время месторождение не эксплуатируется, Государственным балансом запасы не учтены.

Месторождение Восточное (II-8-107) расположено в 1 км к северо-востоку от пос. Яблочный. Площадь в контуре промышленной отработки составляет 32 га, общая – 46 га. Тип залежи низинный, зольность 23 %, степень разложения – 33 %, средняя мощность – 1,22 м. Запасы категории А, числящиеся на Государственном балансе на 1.01.2019, 76 тыс. т. Месторождение не эксплуатируется.

Месторождение Двуречье (I-8-30) расположено на севере площади, в 10 км восточнее пос. Ильинский в междуречье Ильинка–Чернь у их слияния. Площадь залежи в нулевой границе – 34 га, в контуре промышленной отработки – 22 га. Залежь низинного типа, степень разложения – 41 %, золь-

ность – 16 %, влажность – 86 %, мощность – 1,22 м. На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы категории А – 59 тыс. т. Месторождение не разрабатывалось.

Месторождение Ильинское (I-8-31) расположено на южной окраине одноименного поселка. Площадь в границе промышленной отработки составляет 27 га. Тип залежи низинный, степень разложения – 37 %, зольность – 22 %, влажность – 85 %, мощность – 1,0 м. Запасы категории А на 1.01.2019 г. – 53 тыс. т. Не разрабатывается.

Месторождение Костромское (I-8-46) расположено в 1 км северо-западнее одноименного поселка, в 0,5 км от берега Татарского пролива и приурочено к современной морской террасе. Торфяное болото имеет протяженность около 3 км при ширине до 0,5 км. Мощность торфяной залежи достигает 3,2 м при средней около 2 м. Запасы торфа, не превышающие 55 тыс. т [Шепелев, 1996ф], на Государственном балансе не числятся.

Месторождение Лебяжье (I-8-39) расположено в 14 км северо-западнее г. Долинск. Торфяное болото охватывает северную часть оз. Лебяжье. Площадь в границах нулевая/разработки составляет 3341/1505 га. Мощность торфа – 1,73 м, типы залежей верховой и низинный. Степень разложения торфа – 42 %, зольность – 17,3 %, влажность – 90 %. На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы категории С₂ в количестве 3817 тыс. т. Торф может использоваться в качестве органического удобрения. Месторождение не разрабатывается.

Месторождение Ручьи (I-8-44) расположено в 3,5 км северо-западнее г. Долинск в междуречье Лебяжь и Луговой. Площадь в границах разработки – 3646 га. Залежь верхового типа. Максимальная мощность залежи достигает 6 м. Степень разложения – 12 %, зольность – 2,5 %, влажность – 94 %. Балансовые запасы (тыс. т) на 1.01.2019 г. по категориям: А – 4946, С₁ – 674, забалансовые – 3764. В разработке уч. Южный, часть западного урочища Долинский. Торф используется в качестве удобрения и может использоваться также в качестве топлива.

Месторождение Болотное (II-9-12) расположено в 2,4 км юго-западнее пос. Лесное в северной части Муравьевского наложенного прогиба. Тип залежи низинный, мощность – 3,16 м, степень разложения торфа – 23 %, зольность – 14 %, влажность – 92 %. Может использоваться в качестве удобрения. Балансовые запасы на 1.01.2019 г. по категории А – 397 тыс. т. Месторождение не разрабатывается.

Месторождение Мицулевское (II-8-129) расположено в 2 км к северо-западу от пос. Мицулевка на левобережье р. Сусуя. Площадь – 40 га. Максимальная мощность – 7 м, средняя – 3 м. Запасы Государственным балансом не учтены. Месторождение не эксплуатируется.

Месторождение ТОЗ (II-8-105) расположено в 2 км к северу от пос. Старорусское. Площадь в контуре промышленной отработки – 146 га. Торф может использоваться в качестве топлива и удобрения. Средняя мощность – 1,26 м. Запасы учтены Государственным балансом на 1.01.2019 г. по категории С₁ в количестве 300 тыс. т, забалансовые – 35 тыс. т.

Месторождение Айрунское (II-9-15) расположено на побережье залива Мордвинова между озерами Русское и Айруп. Площадь – 260 га. Мощность –

до 1,5 м. Влажность – 76,7 %, степень разложения – до 40 %, теплотворная способность – до 4500 ккал/кг. Запасы Государственным балансом не учтены. Месторождение не эксплуатируется.

Месторождение Линевое (Ш-7-53) расположено в 1,7 км восточнее пос. Шебунино и приурочено к котловине оз. Линевое на левом берегу р. Шебуника. Тип залежи низинный. Средняя мощность – 3,65 м, площадь в промышленном контуре – 20 га, средняя степень разложения торфа – 31 %, влажность – 89,3 %, зольность – 29 %, запасы на 1.01.2019 г. категории А – 89 тыс. т. Месторождение подготовлено к промышленной разработке [Шепелев, 1996ф].

Месторождение Вавайское (Ш-9-50) расположено между оз. Вавайское и лаг. Буссе. Площадь – 540 га. Мощность – 2–4,5 м. Тип залежи верховой и переходный. Влажность – 76,7 %, степень разложения – 50–70 %. Запасы на Государственном балансе не числятся, ресурсы оцениваются в 4500 тыс. т [Шепелев, 1996ф]. Месторождение не эксплуатируется.

Месторождение Первый Ключ (Кирилловское) (Ш-8-17) расположено в 1 км к северу от устья р. Урюм. Площадь в границе промышленной отработки – 28 га, тип залежи переходный. Мощность – 2,92 м, зольность – 11 %. Запасы торфа категории А – 159 тыс. т на 1.01.2019 г. числятся на Государственном балансе. Месторождение не разрабатывается.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На о. Сахалин в пределах листа L-54 установлено *проявление лимонитовых руд бурожелезняковой формации Троицкое* на двух участках (Ш-8-123, Ш-8-127), расположенных в 10 и 14 км юго-западнее г. Южно-Сахалинск (показаны на КЧО). Лимониты залегают линзами мощностью 0,3–1,5 м в четвертичных отложениях. Площадь проявлений – около 3000 м². Содержание окиси железа на первом участке достигает 66–69 %, на втором – 10–42%. В связи с малыми размерами проявления практического значения не имеют [Жаров, 2000ф].

В акваториальной части листа современные морские россыпи магнетита выявлены на шельфе Японского моря напротив устья р. Максимовка (Ш-3-1) площадью свыше 25 км² с содержанием до 13 кг/м³, а также в районе пос. Кузнецово и севернее (Ш-4-10). Повышенные концентрации магнетита (от 1 до 13 кг/м³) установлены в толще осадков мощностью 2 м до изобат 40–50 м. В приустьевых частях крупных рек на этой площади выявлены врезы в дно моря, где мощность осадков увеличивается до 30 м. Самостоятельного промышленного интереса россыпи не представляют ввиду малых концентраций магнетита.

Железо, титан. Россыпи титаномагнетита распространены на западном побережье Татарского пролива и прилегающей акватории на пляжах в пределах Восточно-Приморской минерагенической россыпной зоны, бенче и подводном береговом склоне к югу от мыса Крестовоздвиженский и до мыса Пея.

Железо и титан связаны с окисными соединениями – магнетитом, титаномагнетитом, ильменитом. При этом количество магнетита достигает 75–80 % от веса тяжелой фракции, максимальное тяготеет к отложениям современной и древних береговых линий. Так, на изобатах 3–15 м и 50, 90 и 150 м в песках и гравийниках концентрации железа достигают 5–9%. Основное количество железа связано с магнитной (28–65 %) и электромагнитной (9–33 %) фракциями [Шельфовая..., 2005].

Группа россыпей проявлений магнетита и титаномагнетита включает в себя россыпи *Васильева Речка* (I-5-7), *Нельма* (I-5-8), *Неми-Незаметный* (I-5-9), *Кабарга* (I-5-10), *Золотой-Туманный* (I-5-13), *Пейская* (II-4-40). Все россыпи имеют морской генезис и позднечетвертичный возраст. Максимальное удаление от берега равно 3 км (обычно до 300 м) при глубинах моря от 0–3 до 30–50 м, средняя мощность – 2,6 м. Источниками минералов титана, железа, циркония, ванадия, редких земель и золота служат пирокластические и эффузивные породы Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, а также гранитоиды прибрежного плутонического комплекса.

На западном побережье Татарского пролива и прилегающем шельфе выявлены шлиховые ореолы Fe и Ti (I-5-4), которые имеют тенденцию к повышению содержаний у современной и древних береговых линий. Помимо ильменита и титаномагнетита титан поступает в осадок в составе рутила и сфена.

Серия шлиховых ореолов магнетита и ильменита (III-7-3, III-7-25, III-7-30, III-7-31, III-7-36, III-7-37, III-7-38, III-7-43) расположена на западном шельфе п-ова Крильонский в пределах прогнозируемого Исикари-Монеронского россыпного узла. Приурочены к толще песков со средней мощностью 1,5 м. Максимальные содержания магнетита – 5,2 кг/м³ в ассоциации с ильменитом, цирконом, хромитом. Параметры ореолов приведены по материалам [Жаров, 2000ф]. Шлиховые ореолы в настоящее время практического значения не имеют. Вдоль южного побережья о. Сахалин от мыса Крильон до залива Анива отмечены повышенные содержания титаномагнетита и магнетита на пляжах.

Марганец. Марганцевая минерализация распространена на Сусунайском хребте о. Сахалин (Сусунайский метаморфический блок). Выявлено два проявления марганцевых руд марганценовой кремнисто-карбонатной формации: Березовское и Сухоплетское [Жаров, 2000] и первичные геохимические аномалии с содержаниями Mn до 2 %.

Проявление Березовское (II-8-29) расположено в среднем течении р. Столбовка, в 8 км к востоку от ст. Березняки. Оруденение связано с голубосланцевым подкомплексом сусунайского полифациального метаморфического комплекса. В качестве руд выделяются зоны тектонитов с красноцветными мраморами и кварцитами, обогащенными родохрозитом, гематитом, окислами марганца, и кварц-карбонатные породы с родонитом и бустамитом. Руды брекчиевые массивные содержат вкрапленность пирита, халькопирита, пентландита. Мощность рудных тел – от 0,2 до 4,0 м при протяженности до 90 м. Содержание (%) марганца – от 1,0 до 42,69, меди – до 0,03, никеля – до 0,2.

Проявление Сухоплетское (II-8-10) расположено в 8 км к юго-востоку от г. Долинск. Оруденение приурочено к зеленосланцевому подкомплексу сусу-

найского полифациального метаморфического комплекса. Мощность рудных линз и гнезд – 0,1–0,6 м в поперечнике. Горизонт красноцветных пород, вмещающий оруденение, имеет мощность 20–30 м. Прослежен по простиранию на 600 м. Выделяются три типа руд.

Гематитсодержащие кварциты с родонитом, родохрозитом(?), редко халькопиритом, борнитом, ковеллином. Содержание марганца – до 2,0 %, железа – до 14 %, меди – до 0,05 %, никеля – до 0,008 %.

Кремнистые мраморы, обогащенные родохрозитом, гематитом с содержанием (%) марганца – до 8,4 %, меди – до 0,006 %, никеля – до 0,02 %.

Кварц-карбонатные метасоматиты с родонитом, гематитом, реже борнитом, ковеллином, халькозином, родохрозитом. Содержание (%) марганца – до 27,2 %, меди – до 0,01 %, никеля – до 0,007 %, кобальта – до 0,002 %. Руды первых двух типов в виде переслаивающихся линз слагают пачки (6–8 м), залегающие согласно с вмещающими породами. Кварц-карбонатные метасоматиты развиваются в зонах пересечения рудных пачек разломами.

Ввиду незначительных размеров тел и неравномерных содержаний марганца, рудопроявления не представляют промышленного интереса. Возможно ограниченное использование родонита в качестве поделочного камня.

Титан. В береговом валу в устье р. Тохтинка в континентальной части листа известна россыпь (I-5-11) с содержанием ильменита $7,4 \text{ кг/м}^3$. Протяженность вала составляет 1,1 км, высота – до 4–5 м, ширина – 100–200 м. Совместно с ильменитом в россыпи установлены (кг/м^3) магнетит (до 25), гранат (0,6), циркон (0,02), шеелит (до 0,4). Ильменит и титаномагнетит в качестве аксессуарных минералов присутствуют в гранитоидах баппинского, верхнеудоминского, прибрежного комплексов. Указанные гранитоиды могут рассматриваться как поставщики минералов титана в аллювий горных рек и далее в прибрежно-морские образования.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На континентальной части листа медная минерализация самостоятельного значения не имеет. Она связана с сульфидизацией пород и присутствует в виде халькопирита в составе кварц-сульфидных прожилков мощностью первые сантиметры в пунктах минерализации *р. Сакбяза* (I-4-2) и *р. Каменистая (Канадау)* (I-4-4). Содержание меди в штуфах из свалов достигают 0,01 %. В качестве попутных компонентов установлены (%): олово – 0,001, свинец – 0,001–0,005, цинк – до 0,006.

На левобережье р. Прав. Незавидная установлены литохимические потоки рассеяния меди (I-4-22) с концентрациями меди 0,01–0,04 %.

На о. Сахалин в пределах листа выявлено пять проявлений медноколчеданной и медно-цинково-колчеданной формации с повышенным содержанием серебра, а также ряд пунктов минерализации и вторичных шлихогеохимических ореолов и потоков рассеяния меди.

Пункты собственно меднорудной минерализации медноколчеданной формации локализованы в гидротермально-измененных и окварцованных щелочных базальтоидах и сульфидизированных железистых яшмах, прослеживаю-

щихся на 100–250 м при мощности до 8–10 м. Содержание меди – до 0,6 %. Базальтоиды обогащены редкоземельными элементами. Аномальные концентрации установлены (%): для ниобия – до 0,01, циркония – до – 0,01, иттрия – до 0,008.

Оруденение метаморфогенно-гидротермального типа развито в метаморфических и метаморфизованных породах сусунайского полифациального метаморфического комплекса и концентрируется в прогнозируемом Симинском цинк-меднорудном узле. Здесь выявлен ряд проявлений, пунктов минерализации медно-цинково-колчеданной формации и многочисленные геохимические ореолы.

Проявление Верхне-Жуковское (П-8-38) расположено на северо-востоке в 20 км от г. Южно-Сахалинск, в верховье р. Жуковка. Рудная минерализация вкрапленного и прожилково-вкрапленно-гнездового типа локализуется в красноцветных известково-кремнистых сланцах черносланцевого металитона сусунайского полифациального метаморфического комплекса. Пачки оруденелых пород мощностью около 60 м прослеживаются на 750 м. Прожилково-вкрапленное оруденение медно-цинково-колчеданной формации приурочено к линзам тонкополосчатых известково-кремнистых и альбит-кварцевых сланцев мощностью 2–3 м либо связано с зонами (до 1,0 м) интенсивного смятия красноцветных пород, рассеченных жилками карбонат-кварцевого состава. Рудные минералы – гематит, халькозин, ковеллин, халькопирит, борнит, реже сфалерит, блеклая руда, кубанит, малахит, лимонит. В протолочках установлены золото и киноварь. Содержание: меди – до 3,0 %, марганца – до 6,0 %, цинка – до 0,01 %; серебра – до 1,0 г/т, золота – до 0,2 г/т [Евсеев, 1975ф].

Проявление Средне-Жуковское (П-8-47) расположено в среднем течении р. Жуковка. Минерализация приурочена к линзам ортосланцев динамометаморфизованного полимиктового меланжа и представлена тонкими (1–3 см) согласными рудными линзами, тонко переслаивающихся с серицит-кварцевыми сланцами в пачке общей мощностью 0,3–0,5 м. Серноколчеданные руды вкрапленные, сланцеватые и массивные, а медноколчеданные – гнездовые и брекчиевые. Рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит, марказит, пирротин, киноварь, малахит, ковеллин, лимонит. Содержание меди – 0,1–0,4 %, никеля и кобальта – до 0,006 %, цинка – до 0,4 %, свинца – до 0,002 %; серебра – до 2 г/т, золота – до 0,3 г/т.

Медь, цинк, серебро. *Проявление Красносельское (П-8-41)* расположено в 16 км к северо-востоку от г. Южно-Сахалинск, в нижнем течении р. Мга. Оруденение приурочено к породам зеленосланцевого подкомплекса сусунайского полифациального метаморфического комплекса и относится к медно-цинково-колчеданной формации. Рудные тела представлены согласными линзами с пиритом и халькопиритом и более редкими с арсенопиритом и сфалеритом, мощностью 0,15 м. Руды массивные, вкрапленные сланцеватые, иногда брекчиевые. Содержание меди – 0,1–10,0 %, кобальта – до 0,04 %, цинка – до 0,06 %, свинца – до 0,02 %, никеля – до 0,008 %; серебра – до 10 г/т, золота – до 0,1 г/т.

Проявление Лиговское (П-8-46) аналогично Красносельскому, приурочено к линзам альбит-эпидот-кварцевых, стильпноеллан-кварцевых сланцев. Со-

держания меди – 0,005–0,02 %, серебра – до 1 г/т. Маломощные линзы колчеданных и прожилково вкрапленных руд установлены в образованиях зеленосланцевого металитона сусунайского полифациального метаморфического комплекса. Содержания меди – 8 %, цинка – 0,4 %, серебра – до 2 г/т, золота – до 0,03 г/т [Евсеев, 1975ф].

Пункты минерализации медноколчеданной формации приурочены к линзам сульфидсодержащих, стилипномелан-кварцевых и красноцветных известково-кремнистых пород, линзам слюдистых кварцитов сусунайского полифациального метаморфического комплекса. Содержания меди изменяются от 0,1 до 2%.

Пункт олово-серебро-меднорудной минерализации медноскарновой формации установлен в устье р. Горная (Ш-9-3) и приурочен к экзоконтакту Охотского массива. Рудная минерализация вкрапленного типа локализуется в зонах скарнированных глинисто-карбонатных пород мощностью 0, 25 м и протяженностью 16 м. Рудные минералы – халькопирит, малахит, сфалерит. Содержание (%): меди – до 3, цинка – до 0,03, олова – 0,01 [Геологическая..., 1973 (L-54-XVIII)].

Медь, цинк. *Проявление Новиковское* (Ш-9-23) расположено на о. Сахалин на мысе Скальный, в 4,8 км к северу от пос. Новиково. Относится к медноколчеданной формации. Оруденение представлено двумя жильно-прожилковыми телами (от 0,1 до 0,65 м), прослеженными штольнями на 10 и 40 м. Тела залегают в гидротермально измененных базальтах скальной толщи, насыщенных вкрапленностью пирита, халькопирита, сфалерита, барита. Руды брекчиевые сливные массивные кокардовые. Содержание меди составляет 0,34–9,64 %, цинка – 0,06–1 %, свинца – до 0,006 %, серебра – до 100 г/т, золота – до 1,2 г/т.

Медь, молибден. С подобной ассоциацией рудных элементов на континентальной части листа установлен один *пункт минерализации* (I-4-8) в Верхне-самаргинско-Коппинском прогнозируемом рудном районе. В истоках притока р. Гафуса штучным опробованием из свалов сульфидизированных пород с кварцевыми прожилками установлены содержания (%): меди – 0,008–0,01, молибдена – до 0,01, олова – 0,001–0,06, свинца – 0,001–0,02, цинка – до 0,02.

Медь, олово. На континентальной части листа известно два рудопроявления с подобной ассоциацией неясной формационной принадлежности в Самаргинском рудном районе. Оруденение гидротермального плутоногенного типа *проявления Гуфе* (I-4-28) связано с тектонической зоной субмеридионального простирания, приуроченной к долине р. Гуфе. Измененные породы кемской свиты прорваны штоками и дайками гранитов и гранит-порфиров баппинского комплекса и риолитами приморского комплекса. Вмещающие оруденение породы интенсивно окварцованы, пропилитизированы, участками слабо грейзенизированы. Рудные тела крутопадающие, представлены тонкими кварц-арсенопиритовыми, кварц-сульфидными, кварцевыми прожилками, прожилковыми зонами, зонами дробления. Мощность прожилков – от первых миллиметров до 4 см, мощность отдельных линейных прожилковых

зон достигают 30 м. В кварц-сульфидных прожилках установлены минералы меди: халькопирит, малахит и азурит.

Содержание меди, по данным штучного опробования рудных свалов, 0,01–0,1 %, олова – 0,0001–0,03 %. По результатам химического анализа задирковых проб, содержание меди в прожилках 0,01–8,22 %, олова – 0,01–1,19 %, свинца – 0,01–0,97 %, цинка – 0,01–0,77 %. В повышенных концентрациях установлены мышьяк, вольфрам, висмут. В единичных штуфах установлено золото – 0,02 г/т [Сигов, 1972ф].

Проявление Гааза Малая (I-4-30) выявлено в среднем течении одноименной реки. Локализовано среди гидротермально измененных пород кемской свиты и умереннокислых вулканитов приморской серии. Минерализованные зоны с кварцевыми и кварц-сульфидными прожилками и жилами мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров, редко до 0,2 м приурочены к тектоническим нарушениям северо-западного простирания. По данным химического анализа штучных проб концентрации олова достигают 0,08 %, меди – 0,06–0,09 %, свинца – 0,05 %, цинка – 0,04–0,2 %. В единичной пробе отмечено золото (0,06 г/т) [Сигов, 1972ф].

Свинец. На территории материковой части листа известны три проявления и три пункта минерализации (ПМ) (III-4-12, III-4-13, III-4-14) свинца свинцово-цинковой жильной формации. Оруденение связано с гранитоидами якутинского комплекса.

Проявление Зааминское (I-4-37) расположено на левобережье р. Заами среди вулканитов кислого и среднего составов, прорванных гранитоидами якутинского комплекса. Вмещающие породы окварцованы, пропицитизированы и сульфидизированы с прожилково-вкрапленным оруденением (пирит, галенит, сфалерит). Крутопадающая минерализованная зона дробления северо-западного простирания имеет мощность 0,6 м. По результатам бороздowego опробования, содержание свинца в рудах – от 0,4 до 3,35 %. В минерализованных андезитах содержание свинца достигает 0,37 % на мощность 0,7 м, отмечено присутствие меди. Проявление оценено отрицательно [Шлепкин, 1972ф].

Проявление Высокое (I-4-42) располагается на северном склоне горы Заами среди смятых в складки вулканогенных и терригенных образований кемской свиты и покровных вулканитов верхнего мела, прорванных гранитами якутинского комплекса. Штучным опробованием рудных свалов установлены повышенные содержания свинца (0,05–0,2 %), цинка (0,03–0,1 %), меди до 0,01 %, отмечено присутствие серебра и молибдена [Шлепкин, 1972ф]. На площади проявления выявлена геохимическая аномалия свинца (0,01–0,06 %), тяготеющая к эндоконтакту апофизы гранитного массива.

Проявление Унтовское (I-4-53) расположено в среднем течении р. Унта среди кислых вулканитов верхнего мела, прорванных гранитоидами якутинского комплекса. В шлихах из аллювия р. Унта фиксируются вторичные минералы свинца в количестве 1–10 знаков на шлих. В слабоминерализованных зонах дробления содержится убогая вкрапленность галенита. Содержание свинца в бороздовых пробах не превышает 0,1 %, среди попутных компонентов установлен молибден – до 0,01 %. Иногда во вмещающих породах содер-

жание свинца достигает 0,32 %. В единичной пробе установлено содержание золота (0,5 г/т) [Шлепкин, 1972ф].

Свинец, цинк. Эти металлы и их комплексные разновидности распространены в пределах континентальной части листа. Известно три проявления олово-полиметаллической формации в Самаргинском рудном районе: *Кямбизи*, *Шумный* и *Приметный*.

Проявление реки Кямбизи (I-4-31) локализовано среди моноклинально залегающих терригенных пород кемской свиты. Представлено пологопадающей зоной брекчирования северо-западного простирания мощностью 2,2 м. Материал зоны представлен обломками песчаников и алевролитов, интенсивно окварцованных, турмалинизированных и лимонитизированных, цемент брекчии кварцевый. Содержание свинца в зоне колеблется от 1,0 до 2,0 % (спектральный анализ бороздовых проб). Сопутствующими элементами являются олово (0,008 %) и цинк (0,2 %) [Шлепкин, 1972ф].

Проявление Шумный (II-4-22) находится в бассейне руч. Скалистый среди образований кемской свиты, прорванных гранитами Венюковского массива. На проявлении выявлены две зоны с гнездово-вкрапленным оруденением: Южная – с субмеридиональным простиранием мощностью 20–70 м и Гранитная – с северо-западной ориентировкой при мощности 0,1–0,6 м. Морфологически это системы мелкой трещиноватости (Южная) и зоны дробления (Гранитная). В бороздовых пробах содержания низкие: свинца – 0,002–0,008 %, цинка – 0,004–0,015 %. В качестве попутных компонентов установлены олово, серебро (до 1,5 г/т) и золото (в одной пробе 0,04 г/т на мощность 0,3 м). Уровень эрозионного среза установлен как нижнерудный, проявление оценено отрицательно [Олейников, 1979ф].

Бесперспективным признан и участок *Приметный* (II-4-26) в бассейне руч. Бурматов Ключ, где в бороздовых пробах на мощность 1 м содержания свинца и цинка составляют 0,01–0,1 % с сопутствующей медью [Олейников, 1979ф].

Свинец, цинк, медь. Проявление этих металлов известно в Тагэму-Арминской минерагенической зоне в верховьях р. Бе – *Горелое* (I-4-13) и относится к олово-полиметаллической формации. На площади рудопроявления развиты вулканиты синанчинской свиты, прорванные гранитами баппинского комплекса. Морфологически проявление представлено зонами дробления в гранитах и вулканитах северо-северо-западного простирания. Бороздовым опробованием установлены содержания свинца – 0,04–0,05 %, цинка – 0,02–0,1 % и меди – 0,008–0,02 % при невысоких содержаниях олова (0,001–0,003 %, редко до 0,005–0,01 %). В отдельных зонах минерализации наблюдалась вкрапленность халькопирита с содержанием меди в штуфках 0,02–0,05 %. На северном фланге проявления Горелое из окварцованных и лимонитизированных пород в зоне дробления отобраны три штуфные пробы с содержанием серебра 10–30 г/т, мышьяка – до 0,4 %. В разрозненных штуфных пробах установлены содержания сурьмы 0,01–0,03 %, серебра – 100 г/т, Pb–0,5 %, Zn–0,1 %, As–0,3 % [Пушин, 1973ф; Олейников, 1972ф].

Рудопроявление Ключа Узкого (I-4-49) свинцово-цинковой жильной формации имеется в Самаргинском рудном районе. Расположено в верховьях одноименного ручья. Оруденение локализуется в терригенных породах кемской свиты, подстилающих вулканиты самаргинской свиты, прорванных штоком диоритов якутинского комплекса площадью 0,3 км². Рудные тела представлены разнонаправленными зонами минерализованных тектонических брекчий. Зоны крутопадающие, с четкими тектоническими плоскостями. Протяженность их достигает 250–400 м при мощности 0,6–4,5 м. Содержание металлов в этих зонах составляет: цинка 0,01–0,3 %, свинца – 0,003–0,06 %, меди – 0,006–0,02 %, олова – 0,008–0,05 %. В пробах-протолочках, отобранных из этих зон, установлены галенит, сфалерит, касситерит. В брекчиях, сцементированных кварц-хлоритовым агрегатом, иногда с аксинитом, установлены содержания цинка – до 1 %, свинца – 0,03–0,4 %, олова – до 0,002 % [Шлепки, 1972ф].

Пункт минерализации *Виндисский (III-7-41)* расположен на западном побережье п-ова Крильон о. Сахалин в Южно-Крильонском золото-медно-цинковом прогнозируемом рудном узле.

Полиметаллическая минерализация приурочена к зоне брекчированных и карбонатизированных пород на контакте трахиандезитов анивского дацитового комплекса вулканического и вмещающих туфоалевролитов красноярковской свиты. Рудное тело представлено линзой размером 10 × 1 м, ориентированной в субширотном направлении. Оруденение вкрапленно-гнездового типа. Рудные минералы – пирит, галенит, халькопирит, реже сфалерит. Содержание меди – до 2 %, свинца – до 1 %, цинка – до 2 %, кобальта – до 0,01 %, серебра – 20 г/т, висмута – до 0,004 %, кадмия – до 0,006 % [Семенов, 1975].

Свинец, олово, цинк. К данному типу оруденения отнесено проявление Вуэлля-Силени (Агзинское) (I-4-25) олово-полиметаллической формации в Самаргинском рудном районе. Расположено в среднем течении р. Самарга в устье р. Агзу. Локализовано среди вулканитов самаргинской свиты прорванных гранитами верхнеудоминского комплекса. Выявлены слабоминерализованные тектонические зоны мощностью 0,3–5 м (одна – 17 м) и маломощные (0,1–0,25 м) кварц-сульфидные прожилки северо-западного простирания. В минерализованных зонах содержания (%): свинца – до 0,4, олова – до 0,02, в рудных прожилках с галенитом, касситеритом, церусситом и пироморфитом, свинца – до 2,16, олова – до 0,18 на мощность 0,1 м. Только в штучных пробах значимые концентрации цинка – до 0,1% [Сигов, 1972ф]. Рудопроявление сопровождается геохимическими ореолами свинца и олова.

Свинец, золото, медь. В Самаргинском РР выявлен один комплексный пункт минерализации этих металлов гидротермального плутоногенного типа. Располагается в *левом борту р. Единка (II-4-14)*. Здесь в туфах дацитов самаргинской свиты выявлена кварц-эпидот-хлоритовая жила северо-восточного простирания. По свалам жила прослежена на 600 м по простиранию, мощность оценивается до 20 м. В штучных пробах установлены кон-

центрации свинца – 1,98 %, меди – 0,1 %, золота – 0,01 г/т, серебра – 0,8 г/т, цинка – 0,003–0,002 % [Давыдов, 1975ф].

Цинк. Известно два пункта минерализации цинка свинцово-цинковой жильной формации на о. Сахалин.

Пункты минерализации (III-9-43, III-9-42) обнаружены на островной части, в 2 км к югу от мыса Мраморный. Представлены кварц-карбонатными и альбит-кварцевыми метасоматитами в зоне скарнированных пород утеснинской и горбушинской объединенных толщах в экзоконтакте Южно-Анивского гранитного массива [Науменко, 1983ф]. Мощность метасоматических жил и жильных зон достигает 3 м, простирание северо-восточное и субширотное. Содержание цинка – до 0,8 %, никеля – до 0,1 %, олова – до 0,03 %, меди – до 0,04 %, свинца – до 0,02 %, висмута – до 0,04 %, германия и серебра – до 10 г/т, золота – до 0,6 г/т.

Никель. Отмечено два пункта минерализации никеля в Сусунайском рудном районе на о. Сахалин (Синегорская МЗ).

Пункт минерализации Соколовский (II-8-21) расположен в среднем течении р. Сокол. Рудовмещающими являются крутопадающие линзообразные тела серпентинитов, содержащие хромит, магнетит, редко пирротин, пентландит, пирит, халькопирит. Среднее содержание никеля составляет 0,4 %, кобальта – 0,02 % [Жаров, 2000ф].

Пункт минерализации Комиссаровский (II-8-69) расположен в верхнем течении р. Комиссаровка. Рудовмещающей является кора выветривания по серпентинитам [Жаров, 2000ф]. Содержание никеля – до 0,4 %.

В верховьях рек Луневка и Комиссаровка в донных отложениях отмечаются повышенные концентрации никеля (до 0,012 %) и кобальта до (0,008 %). Ореолы либо потоки рассеяния не выделялись [Жаров, 2000ф].

Молибден. Молибденовое оруденение на континентальной части листа проявлено в Верхнесамаргино-Коппинском прогнозируемом рудном районе Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) МЗ. Минерализация относится к молибденовой грейзеновой формации.

Пункт минерализации Ядау (I-4-3) находится в истоках одноименной реки, притока р. Иссими, на южных флангах проявлений Май и Ядау (бассейн р. Ботчи) с рудами грейзеновой формации. В свалах грейзенизированных гранитов баппинского комплекса обнаружена рассеянная вкрапленность молибденита, в штуфных пробах содержание молибдена достигает 0,1 % [Олейников, 1984ф].

На о. Сахалин пункт минерализации молибдена обнаружен в *междуречье Гарь–Сенокосная* (III-9-37), приурочен к скарнированным алевролитам утеснинской толщи с содержанием молибдена 0,01 %, германия 3 г/т [Науменко, 1983ф].

Повышенные концентрации молибдена отмечены в донных отложениях в поле развития утеснинской толщи в верховьях р. Горбуша – 0,004–0,006%, в полях развития такарадайской свиты на р. Крайняя (I-2-5) – 0,005–0,009 % и краснопольевской и такарадайской свит нерасчлененных в верховьях р. За-

мирайловка – 0,006–0,009 %. Ореолы либо потоки рассеяния не выделялись [Жаров, 1999ф].

Молибден, медь, золото. На континентальной части листа обнаружено одно проявление этих металлов в Зааминском прогнозируемом медно-золоторудном узле Самаргинского рудного района. Оруденение относится к гидротермальному плутоногенному типу молибден-медно-порфировой формации (алмалыкский тип) и может представлять практический интерес.

Проявление Спрятанный (I-4-36) расположено на правом берегу р. Бол. Сохатка среди вулканогенных и осадочных пород кемской свиты, смятых в крутые складки северо-восточного простирания, кислых и средних вулкаников верхнего мела, прорванных мелкими штоками и дайками гранитоидов якутинского комплекса. Наиболее крупные разрывные нарушения северо-западного и северо-восточного простираний, представлены серией сближенных крутопадающих зон дробления мощностью до 5 м.

Оруденение локализовано в минерализованных зонах сложной морфологии кварц-серицитового состава с прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением. Всего выявлено девять таких зон, прослеженных по простиранию на 1–3 км. Мощность зон варьирует в широких пределах – от 5 до 100–200 м. Наиболее крупные из них выявлены в бассейне руч. Ветвистый. По данным штучного и бороздового опробования установлены содержания золота – 0,01–9 г/т, серебра – 0,1–85,9 г/т (в мономинеральном галените – до 772 г/т), меди – 0,001–0,4 %, молибдена – 0,001–1 %, свинца – до 5 %, цинка – до 1 %, висмута – до 1 %, вольфрама – до 0,0015 % [Косов, 1980ф].

На рудопроявлении установлено 19 донных потоков золота, сгруппированных в три ореола с концентрациями 0,01–0,1 г/т. Все ореолы остались полностью не оконтуренными. Установлены также обширные комплексные ореолы свинца (0,015–0,15 %) цинка (0,04–0,2 %), меди (0,01–0,08 %), серебра (1–6 г/т), локальные ореолы молибдена (до 0,003 %), висмута (до 0,008 %). Шлиховым опробованием установлена «зараженность» аллювия минералами свинца, висмута, вольфрама, олова. На фоне общей «зараженности» установлен комплексный шлиховой ореол площадью 15 км² базобисмутита (до 0,05 г/м³), касситерита (до 1 г/м³), вольфрамита (до 20 знаков). По руч. Болоньку Верхнее в 11 шлихах установлено золото с содержанием 1–20 знаков и весовое в единичной пробе. Рудопроявление рекомендуется для дальнейшего изучения с постановкой поисковых и оценочных работ первой очереди.

Молибден, вольфрам. На континентальной части листа к данному типу оруденения молибденовой грейзеновой с вольфрамитом формации отнесено *проявление Май* (I-4-1), расположенное в верховьях р. Май (Мои) в прогнозируемом Верхнесамаргино-Коппинском рудном районе. Большая его часть находится за границей листа на смежной территории. В пределах площади оруденение локализовано в гранитах третьей фазы баппинского комплекса, для которых установлена специализация на молибден. Гранитная интрузия имеет форму линейного штокверка северо-западного простирания. Установлен кампанский возраст оруденения. По мнению А. В. Олейникова, наблюдается следующая зональность: в центре молибденовая минерализация

(уч. Центральный), на северном фланге вольфрам-полиметаллическая (уч. Северный) и на южном – золото-полиметаллическая (уч. Южный). На уч. Южный минерализованные зоны представлены зонами дробления и кварц-серицитовых метасоматитов мощностью до 1 м с тонкими просечками и прожилками кварц-молибденитового состава, реже грейзенов. Большинство изученных зон характеризуются повышенным фоном молибдена (до 0,01–0,03 %), свинца и цинка. В отдельных зонах установлены концентрации вольфрама (0,008–1 %). Отдельные зоны кварц-серицитовых метасоматитов отличаются повышенными содержаниями серебра (до 185 г/т). Отмечаются золотоносные (до 0,1 г/т) прожилки кварц-адулярового состава, зоны карбонатных (сидеритовых) метасоматитов. В аллювии водотоков, размывающих гранитоиды, установлены шлиховые потоки молибденита, вольфрамита (от единичных знаков до 1 г/м³), касситерита (до 0,5 г/м³) и др. Шлиховой ореол сопровождается контрастными литохимическими потоками молибдена (0,0015 %), олова (0,0008 %), свинца и цинка (0,03–0,04 %). Авторские прогнозные ресурсы молибдена по категории Р₂ – 285 тыс. т балансом не учтены [Олейников, 1984ф].

Вольфрам. Вольфрамовая минерализация сосредоточена преимущественно на континентальной части листа в Верхнесамаргино-Коппинском и Самаргинском рудных районах. Здесь выявлен пункт минерализации вольфрама, шлиховой ореол (Вуэлля-Кемани, I-4-21) и три шлиховых потока. Вольфрамовая минерализация приурочена к дайкам и штокам позднемеловых и палеоценовых гранитов и гранит-порфиров относится к вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации.

Пункт минерализации Конопелькин Ключ (I-4-41) находится в верховьях одноименного ручья. В свалах кварц-турмалиновой породы с вольфрамитом и вторичными минералами висмута содержание трехоксида вольфрама – до 2,09 %, висмута – 0,55–3,7 % [Шлепкин, 1972ф].

В шлиховых ореолах и потоках (I-4-5,40,43,44) присутствуют шеелит, реже вольфрамит с содержаниями от знаков до 0,2–1 г/м³, в шлиховом потоке руч. Конопелькин Ключ (I-4-44) – до 10 г/м³.

В Синегорской минерагенической зоне на о. Сахалин известны один пункт минерализации, 11 шлиховых ореолов и потоков рассеяния и пять вторичных шлихо-геохимических потоков рассеяния вольфрама, большинство из которых установлено в Сусунайском рудном районе.

Пункт минерализации Верховья р. Жуковка (II-9-7) расположен на северо-востоке Тонино-Анивского полуострова. Оруденение приурочено к жиле аплита охотского гранодиоритового комплекса мощностью 0,1 м, секущей кварц-биотитовые роговики в его экзоконтакте и насыщенной кварц-турмалиновыми прожилками [Жаров, 2000ф]. Содержание вольфрама – до 1 %, марганца – до 0,3 %, олова – до 0,01 %.

Шлиховой ореол шеелита (III-9-38) расположен на юге Тонино-Анивского полуострова. Ореол приурочен к полю развития объединенной утеснинской и горбушинской толщи в экзоконтакте анивского гранитного массива. Содержание шеелита в шлихах до 12 зерен в ассоциации с галенитом, киноварью, касситеритом.

Шлиховые ореолы (П-8-19, П-8-44) и вторичные шлихо-геохимические потоки рассеяния вольфрама (шеелита) выявлены в прогнозируемом Сусунайском рудном узле и приурочены к полю развития черносланцевого металитона сусунайского полифациального метаморфического комплекса и полифациального меланжа. Содержание шеелита – до 500 знаков в ассоциации с киноварью, золотом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом [Жаров, 2000ф].

Вольфрам, олово. Данный тип оруденения выявлен на континентальной части листа в Восточно-Сихотэ-Алинской минерагенической зоне. К нему относится *проявление Трифоновский (П-4-37)* шеелит-кварцевой формации в Самаргинском рудном районе. Проявление расположено в низовьях руч. Вольфрамовый, левого притока р. Кабанья. В поле проявления развиты вулканиты самаргинской и богопольской свит, прорванных гранитоидами прибрежного комплекса. Отмечены мелкие разрывные нарушения северо-восточного простирания, представленные крутопадающими зонами дробления и мелкой трещиноватости. Оруденение сосредоточено в двух минерализованных зонах с прожилково-вкрапленной минерализацией кварц-сульфидного типа. Основной рудный минерал – шеелит. Мощность зон составляет 100–110 м, направление северо-восточное. В пределах зон установлены многочисленные зоны дробления мощностью 0,01–0,1 м, реже до 0,3 м с редкими прожилками и просечками кварца и единичной жилой высокотемпературного кварца мощностью 0,25 м. По результатам бороздowego опробования, содержание вольфрама низкое – до 0,001–0,003 %, отмечено присутствие золота (до 0,02 г/т) и серебра (до 0,1 г/т). Околожилные изменения выражаются в значительной серицитизации, окварцевании и пиритизации вмещающих гранитоидов.

Вольфрам, бериллий. *Рудопроявление Правая Ягума (I-4-24)* вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации расположено на континентальной части листа в верхнем течении р. Прав. Незавидная в Самаргинском рудном районе. Локализовано в песчаниках и алевролитах нижнего мела, прорванных штоком гранитов баппинского комплекса. Вмещающие породы окварцованы, в них наблюдаются мелкие (1–2 см) прожилки кварца с гнездами лимонита. В гранитах кварцевые прожилки (1–2 мм) сопровождают зоны грейзенизации мощностью до 0,1 м, в которых установлены содержания цинка 0,1 %, вольфрам не обнаружен. В кварцевых прожилках в экзоконтакте штока содержания трехоксида вольфрама – до 1,17 %, бериллия – до 0,005 % [Сигов, 1972ф].

Олово. Этот металл является одним из ведущих в минерагении континентального хр. Сихотэ-Алинь. Основные оловорудные объекты Приморского края находятся за пределами территории листа. Локализованные на изученной территории оловорудные объекты принадлежат к оловорудной кварцево-грейзеновой формации. Обнаружено проявление и шлиховой ореол касситерита.

Проявление Конопелькина Гора (I-4-46) расположено в окрестностях одноименной горы на водоразделе р. Бол. Сохатка–Единка. Локализовано среди

осадочных образований кемской свиты и покровных вулканитов верхнего мела, прорванных гранитоидами якутинского комплекса. В них установлены минерализованные зоны дробления северо-западного простирания мощностью 0,2–11 м и протяженностью более 550 м. Среди них выделяются оловяносные зоны серицит-кварцевых, кварц-серицитовых, кварц-турмалиновых грейзенов с касситеритом. Содержания олова в большинстве бороздовых проб невысокие (0,001–0,04 %). Максимальные концентрации олова установлены в зоне Оловянная (0,1–0,43 % на мощность 2–3 м). Олово окисное, с содержанием сульфидного олова до 10 %. Кроме олова в рудах присутствуют свинец (0,001–0,11 %) и цинк (0,01–0,3 %).

Шлиховые ореолы касситерита приурочены преимущественно к известным проявлениям олова. В связи с тем, что на большинстве оловорудных объектов касситерит мелкий, вероятность выявления россыпей, пригодных для отработки, даже в благоприятных геоморфологических условиях практически исключена.

На Сахалине выявлены два пункта минерализации олова на юге Тонино-Анивского редкометалльного рудного района.

Пункт минерализации в устье р. Смелая (Ш-9-40) приурочен к кварц-аргиллизитовым метасоматитам, локализованным вблизи Анивского гранитного массива в объединенной утеснинской и горбушинской толще [Науменко, 1983ф]. Содержание олова – до 40 г/т, германия – до 20 г/т.

Пункт минерализации в устье р. Мелкая (Ш-9-44) приурочен к карбонатизированным, хлоритизированным, ороговикованным базальтам объединенной утеснинской и горбушинской толщ [Науменко, 1983ф]. Мощность рудной зоны – около 6 м, протяженность – 100 м. Содержание олова – от 40 до 300 г/т, германия – до 10 г/т, мышьяка – до 600 г/т, висмута – до 4 г/т.

Олово, свинец, цинк. Комплексные проявления с данной ассоциацией металлов принадлежат к оловорудной силикатно-сульфидной формации и распространены в пределах Главной Сихотэ-Алинской (Тагэму-Арминской) минерагенической зоны.

Проявление Верхнекуксинское (Куксинское-1) (I-4-14) выявлено в истоках р. Куksi в 7 км западнее горы Кoi среди покровных вулканитов синанчинской свиты, прорванных гранитами баппинского комплекса. На низких гипсометрических отметках выделены зоны сильно измененных пород мощностью до 30 м с гнездами касситерит-гранат-турмалин-слюдистого состава, содержание олова в зонах – до 0,0004 %. В наиболее высоко гипсометрически расположенных частях рудного поля установлена штокверковая зона кварц-сульфидных прожилков мощностью до первых миллиметров в хлорит-гранат-турмалин-кварц-серицитовом матриксе. Содержание олова здесь достигает 0,01 %. Совместно с оловом присутствуют свинец (0,003–0,03 %) и цинк [Олейников, 1972ф].

Проявление Куксинское-2 (I-4-16) расположено южнее Верхнекуксинского и обладает сходными характеристиками.

Ртуть. Ртутная минерализация ртутной опалитовой формации проявлена ограниченно на континентальной части в Самаргинском рудном районе.

В районе известно одно проявление ртути – *Шустрый* (II-4-29) и пункт минерализации – *руч. Притор* (II-4-10) связанные с кислыми вулканитами кедровского комплекса.

Проявление *Шустрый* расположено в правом притоке р. Кабанья среди вулканогенных и терригенных пород кемской свиты и вулканогенно-осадочных образований петрозувейской свиты, прорванных дайками риолитов и гранит-порфиров кедровского комплекса. Выявлено пять минерализованных зон дробления субмеридионального простирания мощностью от 10–15 до 40–50 м, прослеженных по свалам на 300–500 м. Породы аргиллизированы, широко развиты кварц-серицит-гидрослюдистые метасоматиты и незначительно проявлена пропилитизация. В пробах-протолочках установлены знаки киновари (1–14 знаков) и барит (до 8 г/т). В зонах содержание ртути, по данным химического анализа, низкие и не превышает 0,0001–0,0003 %, присутствуют золото (0,01 г/т), серебро (до 1 г/т), марганец (до 0,1–0,2 %). В отношении ртутной минерализации перспективы неясны, но вероятно выявление на объекте глубинного золотого оруденения [Олейников, 1979ф].

На о. Сахалин в Сусунайском рудном районе Синегорской МЗ широко распространены проявления, пункты минерализации ртутной листовитовой формации и шлиховые ореолы ртути. Немногочисленные признаки ртутной минерализации известны в центральной и северо-западной частях Тонино-Анивского полуострова и в телах диоритов к югу от пос. Взморье. Наиболее изучен Северо-Сусунайский прогнозируемый ртутнорудный узел, в который входят проявления Кудрявое, Урочище, Излучное, Буйское; серия пунктов минерализаций и шлиховые ореолы [Евсеев, 1975ф].

Проявление Кудрявое (I-8-28) развито в породах сусунайского метаморфического комплекса и связано с зоной пересечения разломов. Зона оруденения протягивается на 120–130 м при ширине от 1 до 18 м. Оруденение вкрапленного, прожилкового, гнездового типа. Содержание ртути – до 0,3 % при максимальном 10,0 % [Государственная..., 1995].

Проявление Урочище (II-8-6) приурочено к субширотной зоне брекчированных, аргиллизированных и пиритизированных пород, зеленосланцевого металитона сусунайского полифациального метаморфического комплекса. Рудная минерализация вкрапленного, прожилкового, гнездового типа. Рудные минералы представлены киноварью, пиритом, редко халькопиритом. Содержание ртути – до 0,2 %.

Проявление Излучное (II-8-9) локализовано в пиритизированных, аргиллизированных, карбонатизированных парасланцах, кварцитах и мраморах голубосланцевого металитона. Рудолокализирующие структуры прослежены на 1,1–1,9 км при ширине 10–70 м и вмещают гнездовидные и линейные рудные тела протяженностью до 100 м. Рудные минералы представлены киноварью и пиритом с незначительным количеством сульфидов меди, сурьмы, мышьяка, цинка, свинца. Наиболее богатыми являются прожилковые (0,5–1,5 см) руды с содержанием ртути 0,1–1,0 %. Для рудопроявления подсчитаны авторские прогнозные ресурсы по категории P_2 в количестве 1,7 тыс. т [Государственная..., 2001]. В северной части рудного узла в проявлениях ртути установлены повышенные содержания золота (до 0,75 г/т). Аналогичными вышеопи-санным проявлениям являются распространенные здесь пункты минерализа-

ции. Они приурочены к зонам дробления, брекчирования и милонитизации аргиллизированных пород в сусунайском полифациальном метаморфическом комплексе.

Проявление Буйское (II-8-27) приурочено к зонам брекчированных амфиболитов голубосланцевого металитона, прослеженными на 200 м при ширине до 8 м. Рудная минерализация сопровождается интенсивным ожелезнением, аргиллизацией, пиритизацией. Ширина зоны гидротермальных изменений – до 50 м. Содержание ртути в брекчиях – 0,03–0,04 %.

Пункты минерализации Баклановские 1 и 2 (I-8-9) расположены в 16 км к югу от пос. Взморье в бассейне р. Баклановка и приурочены к дайкам диорит-порфиоров, прорывающих верхнемеловые (быковская свита) отложения. Минерализация приурочена к зонам интенсивной трещиноватости. Содержание ртути – 0,02–0,3 % [Жиляков, 1981ф].

В южной и центральной частях Сусунайского хребта выявлены единичные *пункты минерализации Жуковский* (II-8-42) и ему аналогичные, приуроченные к зонам брекчированных гидротермально-измененных зеленых сланцев и кварцитов с рассеянной вкрапленностью киновари и с содержанием ртути – до 0,02 % [Жаров, 2000ф].

В северо-западной части Тонино-Анивского полуострова выявлены единичные проявления и пункты минерализации ртути и ряд шлиховых ореолов киновари.

Проявление Мерейское (III-8-2) расположено в 15 км к востоку от г. Корсаков. Локализовано в аргиллизированных эффузивах и яшмах юнонской толщи вблизи зоны крупного тектонического разрывного нарушения [Жаров, 2000ф]. Протяженность зоны – 370 м, мощность – 15–30 м. Оруденение пятнисто-вкрапленного и прожилкового типа. Содержание ртути – 0,01–0,06 %.

Проявление горы Исаковка (III-9-5) приурочено к зоне аргиллизации и лиственитизации на контакте яшм и базальтов в зоне полимиктового тектонического меланжа. Рудные гнезда размером от 2 × 5 м до 5 × 20 м контролируются субмеридиональными и северо-западными разломами. Содержание ртути – до 0,1 % [Жаров, 2000ф].

Пункты минерализации Пихтовый I и Пихтовый II (III-9-6) также приурочены к лиственитизированным базальтам и представлены рудными линзами размером до 2 × 10 м с содержанием ртути 0,025–0,055 % [Жаров, 2000ф].

В центральной части Тонино-Анивского полуострова, в бассейнах рек Новикова–Чиркова выявлен *пункт минерализации Новиковский* (III-9-31) [Жаров, 2000ф], приуроченный к линзам аргиллизированных базальтов и туфов в тектоническом меланже. Содержание ртути – до 0,03%.

Шлиховые ореолы киновари широко распространены в северной и центральной частях Сусунайского хребта (I-8-27, II-8-62, II-8-37). Содержание киновари в шлихах – от 200 до 800 знаков в ассоциации с шеелитом, золотом, сфалеритом, галенитом.

В северо-западной части Тонино-Анивского полуострова выделены *шлиховые ореолы* (II-8-88, II-8-95) с содержаниями киновари в шлихах до 200 знаков [Жаров, 1999ф].

В центральной части Тонино-Анивского полуострова установлен шлиховой ореол киновари *Вавайский* (III-9-1) с содержанием до 150–200 знаков в ас-

социации с галенитом, золотом. В южной части полуострова в шлиховом ореоле *Сенокосный* (Ш-9-39) содержания киновари – 10–120 знаков в ассоциации с галенитом, касситеритом, шеелитом [Жаров, 2000ф].

Мышьяк. *Пункт минерализации Взморьевский* (I-8-2) выявлен в районе пос. Взморье, связан с риолитами и риодацитами анивского вулканического комплекса. Зона метасоматически измененных пород локализована в Арсеньевском карьере, в котором ведется отработка строительных материалов. Отмечаются вторичные изменения вулканитов (карбонатизация, сульфидизация, реже хлоритизация). В образце порфириовидного риолита отмечаются резко повышенные (относительно кларка) содержания As (>100 г/т), Sb, Bi, Ag (0,1–0,4) и менее значимые Mo, Sn, Au. Рудная минерализация представлена дендритообразными и эмульсионными скоплениями в основной массе породы и в карбонатных прожилках. Пункт минерализации неперспективен.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. В пределах континентального хр. Сихотэ-Алинь выявлен один *пункт минерализации руч. Большой Охватывающий* (I-4-26). На правом берегу р. Самарга в верховьях руч. Бол. Охватывающий в гранитах баппинского комплекса выявлена кварц-флюоритовая жила мощностью 0,5 м широтного простирания. Штуфным опробованием установлены содержания (%): бериллия – 0,003–0,01, ниобия – 0,003, вольфрама – до 0,003, мышьяка – 0,01, цезия – 0,01, молибдена – 0,002 [Сигов, 1972ф].

Ниобий. Редкоземельная минерализация сконцентрирована на Тонино-Анивском полуострове о. Сахалин в яшмах и щелочных базальтах скальной и утеснинской и горбушинской толщ объединенных и ассоциирует с вулканогенно-гидротермальным медно-колчеданным оруденением. На юге полуострова она регенерирована в надынтрюзивной зоне Анивского гранитового массива. Здесь выявлен *пункт минерализации Советский* (Ш-9-35), расположенный в осевой части хребта, вблизи горы Советская. Минерализация локализована в березитизированных metabазальтах и кремнистых алевролитах утеснинской и горбушинской толщ объединенных. Содержание ниобия – до 0,01 %, циркония – до 0,1 %, лантана, иттрия – до 0,006–0,008 % [Жаров, 2000ф].

Германий. Германиевое оруденение является основным на о. Сахалин (Синегорская МЗ). Представлено средним по содержанию и запасам Новиковским месторождением и многочисленными проявлениями, пунктами минерализации германиевой угленосной формации, сконцентрированными преимущественно на площади полуостровов Тонино-Анивский и Крильонский.

Месторождение Новиковское (Ш-9-28) расположено на Тонино-Анивском полуострове, в 9 км к востоку от пос. Новиково, совпадая по площади с Новиковским буроугольным месторождением [Меренков, 1997ф].

Месторождение приурочено к западному флангу грабенообразной Новиковской депрессии, выполненной миоценовыми отложениями. Промышлен-

ное германиевое оруденение контролируется системой оперяющих разломов северо-восточного простирания, расчленяющих депрессию на серию мульд. Месторождение разрабатывается на двух участках: Центральном и Южном. Локализовано в углях, углесодержащих породах и седиментационных конглобрекциях нижней части верхнедуйской свиты. Средние мощности пластов германиеносных углей и аргиллитов составляют на участках: Центральном 5,4 и 4,5 м, на Южном – 9,6 и 4,3 м. Центральный участок практически полностью отработан. Вмещающие породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты) нередко гидротермально изменены: карбонатизированы, аргиллизированы, окварцованы. Рудные тела выделяются только по результатам опробования. Металлоносные угли и аргиллиты месторождения (кроме германия) в повышенных количествах, содержат вольфрам, молибден, марганец, бор, стронций, барий, цинк, медь, серебро и некоторые другие элементы. За время разработки на месторождении добыто более 850 т металла. В настоящее время месторождение не разрабатывается.

На 1.01.2019 г. на Государственном балансе запасов полезных ископаемых числятся запасы германия категории С₁ по уч. Южный: в буром угле при среднем содержании 232,01 г/т – 81,9 т (руда – 353 тыс. т); в углистых породах при среднем содержании 307,14 г/т – 43,0 т (руда – 140 тыс. т); в германийсодержащих породах при среднем содержании 182,63 г/т – 38,9 т (руда – 213 тыс. т). Забалансовые запасы по месторождению составляют 1093,2 т.

В восточной части Новиковской депрессии известны *проявление р. Чёрная* (Ш-9-26) и *пункты минерализации* (Ш-9-17, Ш-9-25, 27) с высокими содержаниями (40–2900 г/т) германия, связанные с маломощными пластами и линзами угля и углистыми аргиллитами верхнедуйской свиты [Меренков, 1997ф].

Пункты минерализации с содержаниями германия 50–1000 г/т установлены в углях и углистых аргиллитах верхнедуйской свиты в Островской (Ш-9-13) и Горбушинской (Ш-9-33, Ш-9-34, Ш-9-36) [Жаров, 2000ф] и Чирковской (Ш-9-24) [Государственная..., 1995] депрессиях. Здесь прогнозируются германиеворудные зоны: Гремучая и Горбушинская, контролируемые зонами левых сбросо-сдвигов северо-восточного простирания [Жаров, 2000ф].

В северо-западной части Тонино-Анивского полуострова в районе пос. Лесное выявлено *проявление Лесновское* (Ш-9-4), приуроченное к прослоям углей и углистых аргиллитов верхнедуйской свиты. Содержание германия составляет 33,4–198,9 г/т [Жаров, 2000ф] при мощности оруденелых пород 0,4–1,2 м.

Единичные пункты минерализации установлены в углях снежинкинской свиты Лопатинского месторождения, осложненных зонами субширотных разломов. В пределах поля шахты Долинская (Ш-8-4) и на уч. Загорский (Ш-8-18) содержания германия изменяются от 33 до 100 г/т [Галушка, 1978ф].

На п-ове Крильонский признаки германиевого оруденения обнаружены в бассейнах рек Шебунинка, Тамбовка. Пункты минерализации локализованы в углях и углистых аргиллитах как верхнедуйской (Ш-7-10, 15, 16, 18, 21), так и снежинкинской (Ш-7-23, Ш-8-9, 10) свит. Содержание германия в первых достигает 80–100 г/т, во вторых – 50–65 г/т. Вмещающие породы тектонизированы, пиритизированы, аргиллизированы [Жаров, 2000ф].

Цирконий. Весьма характерно обогащение цирконом донных осадков на западном побережье Татарского пролива и прилегающем шельфе в пределах Восточно-Приморской россыпной минерагенической зоны. Шлиховые ореолы циркона (I-5-1, I-5-3, I-5-5, II-4-38) вытянуты вдоль береговой зоны на мелководье, а на изобатах 120–150 м фиксируется ореол длиной около 60 км при ширине до 4 км. Зерна циркона мелкие ($< 0,1$ мм), окатанные. Монофракции циркона содержат гафний (0,24–0,27%), уран (0,064–0,073%), торий (0,025–0,044%). Содержания циркона в донных осадках колеблются от 200 до 1000 г/м³ и выше, наибольшие концентрации фиксируются на уч. Пея – 300–1690 г/м³. Средние содержания ZrO₂ в ильменит-магнетитовых россыпях Васильева Речка (I-5-7) – 220 г/м³, Нельма (I-5-8) и Неми-Незаметная (I-5-9) – 210 г/м³, Золотой-Туманный (I-5-13) 250 г/м³, Пея – 370 г/м³ [Шельфовая..., 2005].

С цирконом связано и повышенное содержание в осадках гафния до 7–12 г/т на уч. Пея.

Редкие земли (без подразделения). Редкоземельная минерализация на континентальной части листа в Восточно-Сихотэ-Алинской МЗ представлена одним шлиховым ореолом и тремя мелкими шлиховыми потоками. В аллювии руч. Сагды выявлен шлиховой поток ксенотима (I-4-11) длиной 2,2 км с содержанием до 1 г/м³, в таких же концентрациях ксенотим установлен в истоках руч. Прыткий (I-4-17). В междуречье Термакчи–Ниж. Болюнку (I-4-33) в аллювии установлен монацит (1–10 г/м³, единично 17,5 г/м³), ксенотим (до 1 г/м³), циркон (1–10 г/м³). В верховьях ручьев Буи–Самаровский (I-4-50) содержания ортита в шлихах достигает 1–10 г/м³ [Пуцин, 1973ф; Олейников, 1972ф; Шлепки, 1972ф].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Золото является одним из основных видов минерального сырья Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) МЗ. Большинство практически значимых рудных и россыпных объектов сосредоточено в Венюковском и Ягоднинском рудно-россыпных узлах и представляет собой комплексные объекты. Всего на материковой части листа выявлено одно малое россыпное месторождение, три проявления, 13 пунктов минерализации, четыре россыпепроявления, четыре шлиховых ореола золота.

Коренная золотая минерализация относится к золото-кварцевой малосульфидной формации. *Проявление Сохатка* (Гааза) (I-4-29) расположено в среднем течении р. Сохатка, притоке р. Бол. Сохатка, в правом борту, среди вулканогенных и осадочных образований кемской свиты и приморского комплекса, прорванных гранитоидами якутинского комплекса. Выявлена кварцевая жила мощностью 0,06–0,08 м с малым количеством сульфидов (пирит, арсенипирит) северо-западного простирания. По данным бороздowego опробования, содержание золота в жиле 0,7 г/т. В районе проявления обнаружены свады кварца с гнездами лимонита и содержанием золота 0,02 г/т [Сигов, 1972ф].

Проявление Коллективка (II-4-15) расположено в истоках одноименной реки, правого притока р. Единка и приурочено к зоне тектонических наруше-

ний северо-восточного простиранья. Вмещающими образованиями служат вулканиты приморской серии. Золотая минерализация сосредоточена в двух зонах гематитизированных тектонических брекчий с жилами кварц-эпидот-лимонитовых метасоматитов мощностью 0,2–0,4 м. Зоны брекчий имеют видимую мощность 250 м и прослежены по свалам на 1100 м. Содержание золота неравномерное, в основном низкое: до 0,02 г/т (бороздовое опробование). В штуфах из свалов золота составляет до 0,01 г/т. Из попутных компонентов отмечаются свинец (до 0,004 %), цинк (до 0,01 %), медь (0,008–0,013 %), молибден (до 0,002 %). Изученные зоны послужили одним из источников непромышленной россыпи золота [Давыдов, 1975ф].

Проявление Быстрый (II-4-42) находится в бассейне правого притока р. Пея. Здесь развиты пропилитизированные, сульфидизированные образования кемской свиты, вулканиты приморского, самаринского и кузнецовского комплексов. На участке выявлены многочисленные минерализованные зоны дробления мощностью 0,2–1,5 м, прослеженные на 30–50 м, прожилковые зоны, линейные зоны метасоматитов с убогим золотым оруденением. В зонах дробления содержание золота – 0,2–1,6 г/т, серебра – 1–10,6 г/т, свинца – до 0,93 %, цинка – до 0,77 %. Содержание золота из редких кварц-сульфидных прожилков мощностью до 3 см достигает 2,2–3 г/т [Амельченко, 1980ф]. По данным шлихового опробования установлены ореолы рассеяния золота с содержанием золота от единичных знаков до 60 мг/м³.

В Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции признаки руд благородных металлов незначительны и имеют пространственно-временные связи с ареалами кайнозойского магматизма и мезозойскими гипербазитами. Выявлено два проявления, несколько пунктов минерализации, шлиховые и литохимические ореолы и потоки рассеяния. Анализ соотношения золоторудной минерализации со стратифицированными и нестратифицированными подразделениями, состав и позиция оруденения позволили выделить в качестве основной формации медно-полиметаллически-колчеданную [Жаров, 2000ф].

Проявление Яблоновское (I-7-5) расположено на берегу Татарского пролива к северу от пос. Чехов. Оруденение связано с гидротермально измененными породами чеховской свиты и относится к медно-полиметаллически-колчеданной формации. Рудоносные жилы мощностью 5–15 см сложены карбонатами, рудные минералы – пирит, арсенопирит, сфалерит. По данным химического анализа, содержание (%): Cu – до 0,03, Zn – до 0,1, Pb – 0,001–0,002, As – до 0,003, Ag – до 0,0004. Присутствие золота установлено адсорбционно-спектральным анализом [Государственная..., 1995].

Проявление Красноярское (I-7-9) расположено южнее пос. Чехов. Колчеданное оруденение располагается в виде линз в базальтах и туфах невеликой свиты в зоне ее фациальных взаимопереходов по типу в клин с чеховской свитой. Так же как и Яблоновское Красноярское проявление относится к медно-полиметаллически-колчеданной формации. Линзы приурочены к зонам дробления шириной 1–3 м. Протяженность рудоносной зоны – 300 м. Содержание (%): Cu – до 0,021, Pb – 0,003, Ag – 0,0003. Присутствие золота установлено адсорбционно-спектральным анализом [Государственная..., 1995].

К плутоногенному гидротермальному типу относятся два пункта минерализации: на востоке Тонино-Анивского полуострова.

Пункт минерализации на мысе Безымянный (мыс Трудный) (Ш-9-8) установлен в поле развития меланжа. Продуктивными являются развалы кварц-карбонат-слюдистых березитов, контролируемых зоной разлома северо-западного простирания. Содержание золота – 0,6 г/т, мышьяка – 0,1 %. Пробность золота – 887.

Признаки золоторудной минерализации, установленные на юге п-ова Крильонский отнесены к колчеданному вулканогенно-гидротермальному типу.

Пункт минерализации мыса Замирайлова Голова (Ш-7-50) локализован в жильно-прожилковых зонах кварц-карбонатных гидротермалитов с сульфидной минерализацией, осложняющих трахиандезиты анивского комплекса. Они контролируются сколами и зонами дробления северо-восточного простирания мощностью от 1–5 до 40 см. Содержание золота – до 1 г/т [Жаров, 2000ф].

Пункт минерализации в устье р. Птичьа (Ш-8-13) установлен на юго-востоке п-ова Крильонский, в устье р. Птичьа. Здесь в кварц-карбонат-пиритовых жилах северо-западного простирания, секущих тела андезитов анивского дацитового вулканического комплекса, отмечена тонкая вкрапленность золота [Жаров, 2000ф].

К вулканогенно-гидротермальному типу отнесены золотопродуктивные образования о. Монерон.

Пункт минерализации мыс Сивучий (Ш-7-28) выявлен на мысе Сивучий в северо-западной части острова. Оруденение связано с зоной дробления мощностью от 2–5 см до 2,3 м, сопровождающейся кварц-халцедоновыми и кварц-хлорит-карбонатными прожилками и жилами мощностью от 2–10 мм до 3–25 см. Содержание золота – от 0,08 до 1–1,3 г/т.

Вторичные *геохимические ореолы рассеяния золота (Ш-7-29, Ш-7-32)* выявлены на о. Монерон в поле развития монеронской толщи. Содержания золота изменяются от 0,02 до 0,1 г/т [Жиляков, 1969ф].

Шлиховой ореол рассеяния Гремучий (Ш-9-14) приурочен к полю развития тектонического меланжа с содержанием золота в шлихах до 10 знаков в ассоциации с пиритом, баритом, сфалеритом.

В районе мыса Евстафия выявлен *шлиховой ореол рассеяния золота (Ш-9-32)* в аллювиальных и пляжевых отложениях с содержанием золота в шлихах до 15 знаков на 0,02 м³ [Жаров, 2000ф].

Золото россыпное. Россыпная золотоносность представлена пятью малыми россыпями в Прибрежной (Восточно-Сихотэ-Алинской) минерагенической зоне. Одна из россыпей обрабатывается. Золотоносные россыпи преимущественно аллювиальные, мелкозалегающие, долинного типа локализованы в отложениях голоцена.

Россыпь р. Бурматов Ключ (П-4-23) локализована в верховьях одноименной реки. Общая длина россыпи – 1480 м, средняя ширина 21–39 м. Золотоносный пласт с промышленными кондициями представлен одной струей шириной 0,2–3,0 м. Содержание золота на массу – от единиц до тысячи мг/м³, максимальные значения – 3 г/м³. Россыпь невыдержанная по ширине и мощности, с неравномерным распределением полезного компонента, узкой струйчатостью. Пробность золота – 692 [Целяева, 1978ф; Олейников, 1979ф]. Суммарные балансовые запасы категории С₂ по россыпи составили 45,8 кг

химически чистого золота, среднее содержание которого – 1,13 г/м³, средняя мощность песков – 1,0 м, торфов – 1,8 м. Суммарные забалансовые запасы по 39 блокам составили 25,8 кг, среднее содержание в забалансовых запасах россыпи составило 0,30 г/м³, средняя мощность пласта песков – 0,8 м, торфов – 2,0 м [Кошенский, 1999а]. В настоящее время россыпное месторождение обрабатывается. По состоянию на 1.01.2019 г. балансом учтено 4 кг золота по категории С₂, забалансовые запасы составляют 23 кг.

На территории материковой части листа россыпные проявления (II-4-11, 20, 35; III-4-8) в большинстве случаев приурочены к известным рудоносным объектам. На всех четырех россыпных проявлениях проведены поисково-оценочные работы с бурением [Амельченко, 1976ф; Олейников, 1979ф; Родионов, 1981ф].

В акваториальной части листов L-53,54 находится шесть россыпепроявлений и 17 шлиховых ореолов золота.

Россыпепроявления (III-3-2,3,4; III-4-9,16,18) сосредоточены на западном побережье Татарского пролива (табл. 2). Повсеместно фиксируется знаковое (20–40 мг/м³) содержание золота в рыхлых отложениях побережья и дна акватории. Шлиховые ореолы золота, содержащие в основном знаковое золото, реже весовое до 0,6 г/м³ концентрируются у мысов Золотой, Туманный и на Северной площади к югу от мыса Крестовоздвиженский (I-5-2,6; II-4-3,9). Наличие золото-серебряных рудопроявлений на побережье является предпосылкой накопления в осадках мелкого и тонкого золота [Шельфовая..., 2005].

Таблица 2

Характеристика прибрежно-морских россыпепроявлений золота на шельфе западного побережья Татарского пролива

Индекс на карте	Местоположение	Параметры	Содержание золота, г/м ³
III-4-9	Севернее пос. Кузнецово	Россыпь мелкая. Мощность пласта – до 2 м	до 5
III-4-16	Южнее пос. Кузнецово	Россыпь мелкая. Мощность пласта – до 2 м	5–40
III-4-18	Севернее устья р. Каменка	Россыпь мелкая. Мощность пласта – до 2 м	до 5
III-3-2	Участок шельфа Японского моря	Россыпь мелкая. Ширина – 300–2000 м	5–20 и выше
III-3-3	К югу от устья р. Максимовка	Россыпь мелкая. Длина 9500 м, ширина – до 500 м. Мощность пласта – до 2 м	до 0,5
III-3-4	Южнее устья р. Максимовка	Россыпь мелкая. Длина 8500 м, ширина – до 500 м. Мощность пласта – до 2 м	до 5

На шельфе западного побережья п-ова Крильонский (площадь Невельская) в позднеплейстоценовых и голоценовых отложениях, контролируемых погребенными палеодолинами и положительными морфоструктурами, выявлены 12 шлиховых ореолов рассеяния золота (квадрат III-7) с содержанием золота от знаковых до 1170 мг/м³ [Жаров, 2000ф].

Площадь Невельская характеризуется развитием ореолов рассеяния золота с магнетитом, ильменитом, цирконом, иногда – с хромитом на пляжах; содержание золота – 20–60 мг/м³; изредка – до 1150–1170 мг/м³.

Золото, медь, вольфрам. Комплексное проявление этих металлов установлено в Самаргинском рудном районе, в верхнем течении р. Единка.

Проявление Туманный (II-4-7). В зонах дробления по осадочным породам кемской свиты в экзоконтакте тела гранодиоритов маломощные кварцевые прожилки (до 0,02–0,05 м) и брекчий на кварцевом цементе. Содержание золота – 0,02–0,1 г/т, вольфрама – 0,006–0,04 % и меди 0,01–0,1 % [Архипов, 1973ф].

Золото, вольфрам. *Пункт минерализации* данной ассоциации установлен на континентальной части в бассейне верхнего течения р. Самарга на *левобережье р. Бе (I-4-12)*. Среди песчано-глинистых образований нижнего мела обнаружена глыба кварца с содержанием золота 0,1 г/т, вольфрама 0,01% [Пушин, 1973ф]. *Второй пункт минерализации* установлен в Самаргинском рудном районе – *Устье р. Каменистая (II-4-6)*.

Золото, ртуть. Золото-ртутное оруденение золоторудной ртутно-сурьмяной формации обнаружено на континентальной части в Кузнецовском рудном районе, в *проявлении Прозрачный (III-4-6)* и связано с дацитами вулканической постройки горы Заметная (кедровский комплекс). Пылевидные знаки киновари встречены практически во всех зонах дробления среди вулканитов и гранитов. Минерализация сосредоточена в линейных зонах вторичных кварцитов северо-северо-западного направления и зонах дробления. Общая мощность измененных пород – 400 м при протяженности 700 м. Содержание ртути в зонах – 0,00001–0,001 %. В зонах часты тонкие прожилки кварца мощностью до 0,08 м, единичная кварцевая жила мощностью 0,8 м содержит золото – 0,01 г/т, ртуть – 0,001 %, цинк – 0,02 %, свинец – 0,05 %, медь – 0,001 % [Амельченко, 1980ф].

Серебро. Выявлено два пункта минерализации на островной части листа в Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции [Жаров, 2000ф].

Пункт минерализации на мысе Кузнецова (III-7-48) приурочен к субвулканическим образованиям анивского дацитового комплекса. Оруденение локализуется в кварцево-сульфидных жилах. Содержание серебра – до 30,0 г/т, свинца – 0,04 %, висмута – 0,004 %.

Пункт минерализации в устье р. Водопадная (III-9-12) контролируется зоной левого сбросо-сдвига, секущего образования тектоногенного комплекса. Минерализация локализована в милонитизированных актинолит-тремолитовых породах. Содержание серебра – 8–30 г/т, золота – до 0,02 г/т.

Серебро, медь, золото. Два проявления этих металлов серебро-сульфидно-силикатной формации известны в Самаргинском рудном районе на континентальной части листа. Оруденение связано с гранитоидами прибрежного комплекса.

Проявление Прыткий (I-4-18) расположено между ручьями Прыткий (Вакхи) и Вайса. Здесь распространены терригенные отложения кемской и лужинской свит, собранные в складки и прорванные диоритами татибинского комплекса и мелкими штоками и дайками прибрежного комплекса. Некоторые дайки содержат золото – 0,0028–0,0053 г/т. Структурную позицию определяет сдвиговая зона северо-восточного простирания с оперяющими разрывами северо-западного направления, играющими роль рудовмещающих. Оруденение сосредоточено в маломощных кварцевых прожилках. Шлиховым опробованием установлена золотоносность делювия и аллювия (от знаков до 0,2 г/м³). Штуфным и бороздовым опробованием установлены содержания золота – до 0,1 г/т, серебра – до 0,6 г/т, меди – до 0,1 %. На проявлении установлены геохимические аномалии серебра (0,0004 %) и бария (0,1–0,4 %), литохимические потоки меди (до 0,01 %). [Олейников, 1972ф; настоящий отчет].

Проявление Золотой (II-4-1) выявлено в эндоконтакте гранитоидного массива в районе одноименного мыса. Гранитоиды содержат большое количество кварцевых, кварц-турмалиновых и турмалиновых жил и прожилков, часто содержащих вкрапленность пирита, иногда халькопирита. Присутствие халькопирита отмечалось и в пегматоидных занорышах в жилах аплитов. Мощность прожилков – от первых миллиметров до 0,1 м. В них содержатся: золото – 0,01–0,1, редко до 2 г/т, серебро – до 53,6 г/т, медь – до 0,02 % (единично 2 %) [Олейников, 1975ф].

Серебро, свинец, цинк. Оруденение с данной ассоциацией металлов серебро-сульфидно-силикатной формации выявлено в Самаргинском рудном районе и представлено двумя проявлениями.

Проявление Шумное (I-4-47) расположено в бассейне одноименного ручья на правом берегу р. Самарга. В пределах проявления развиты осадочные породы кемской свиты, покровные вулканиты верхнего мела, прорванные гранитоидами якутинского комплекса. Рудная минерализация связана с субмеридиональной разрывной структурой шириной 2,5–3 км и протяженностью более 3 км. Установлено развитие не менее трех сближенных минерализованных зон кварц-лимонит-гидрослюдистого состава различной мощности (до 0,8 м) со слабозолотоносной серебро-полиметаллической минерализацией. В штуфах содержатся: золото – до 0,6–1,5 г/т, серебро – до 600 г/т, свинец – до 0,1–5 %, цинк – до 1,12 %, медь – до 0,08 %, молибден – до 0,03 %, вольфрам – до 0,01 %. Отдельные рудные тела содержат свинца 2,25 % на мощность 0,7 м. Проявление является высокоперспективным [Косов, 1980ф].

Проявление Туманное (I-4-52) локализовано в районе одноименного мыса Туманный, в 5 км от мыса Золотой. В береговых обрывах гранодиориты прибрежного комплекса секутся многочисленными прожилками кварц-сульфидного состава от нитевидных до 0,08–0,12 м мощностью, которые сгруппированы в девять зон. Содержание серебра – до 154,1 г/т, свинца – до 4,18 %, цинка – до 2,5 %, меди – до 0,65 %, золота – до 0,8 г/т [Олейников, 1975ф].

Серебро, сурьма. Выявлены в единственном пункте минерализации (I-4-34) на материковой части листа, в левом борту р. Кямбизи. В кварц-

сульфидных прожилках содержатся серебро – 600 г/т, сурьма – 0,03 %, свинец – 0,07 % [Шлепки, 1972ф].

Серебро, висмут. В единственном пункте минерализации (I-4-35), в левом борту р. Бол. Сохатка в грейзенизированных породах содержатся: серебро – 200 г/т, висмут – 0,2 %, олово – 0,04 %, вольфрам – 0,002 %, молибден – 0,002 %.

Серебро, золото. Благороднометалльное оруденение этой ассоциации металлов является основным на материковой части площади. Представлено месторождениями и проявлениями золото-серебряной адуляр-кварцевой и золото-сульфидной формаций Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минералогической зоны.

К золото-сульфидной формации относятся малое месторождение Ягодное и группа проявлений: Павелицинское (II-4-19), Фефеловское (II-4-28), Прибрежное (Малая Кюма) (II-4-36).

Месторождение Ягодное (II-4-17) находится на правом берегу нижнего течения р. Единка, в 10 км от побережья. Локализовано в диоритах первой фазы прибрежного комплекса, прорванных гранодиоритами второй фазы. Вмещающие породы – кислые пирокласты приморской серии и средние вулканы самаргинской свиты.

Площадь контролируется крупной гидрогеохимической аномалией, выделенной по повышенным содержаниям SO_4 , а также серебра, свинца и цинка, аномальные содержания которых установлены в литохимических потоках. Шлиховым опробованием аллювия выявлен ореол рассеяния золота площадью 10 км². Золото присутствует от знаков до 10 мг/м³. На рудном поле площадью 8 км² выявлено 13 рудных тел общей длиной 5,4 км, иногда сближенных между собой (по 2–3 зоны). Ширина рудоносной полосы 1,8–2 км. По данным бурения, размах оруденения – более 440 м. Зоны сложены кварц-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми, серицит-гидрослюдистыми, гидрослюдисто-хлорит-серицитовыми, кварц-турмалиновыми метасоматитами с прожилками, жиллообразными телами, линзами кварца, кварц-сульфидных и вкрапленных руд. Простирание зон и жил меридиональное. Зоны однотипные, наиболее крупные зоны имеют мощность до 9 м. Наиболее изучена зона IV, прослеженная по поверхности на 3,4 км при мощности до 7 м, изучена скважинами и штольной на глубину 370 м. Это крутопадающее жиллообразное ветвящееся тело с апофизами. Строение зоны грубополосчатое, осевая часть имеет брекчиевую структуру. Средние параметры зоны на длину – 3,4 км: мощность – 0,71 м, содержание золота – 3,1 г/т, серебра – 47,5 г/т; свинца – 0,7 %, цинка – 0,52 %, меди – 0,46 %. Соотношение золота и серебра в рудах от 1:2 до 1:15. Зона Новогодняя обладает близкими параметрами, другие изучены недостаточно. Средняя мощность восьми рудных тел – 0,82 м, среднее содержание золота – 4,5 г/т, серебра – 53,8 г/т, меди – 0,54 %.

Руды прожилково-вкрапленные брекчиевые с содержанием сульфидов свинца, цинка, меди, железа в среднем 15–20 %. Проба золота колеблется от 666 до 880, средняя 768. Руды хорошо обогатимые, извлечение золота – 99,2 %, серебра – 98,7 %.

В руч. Комариный, дренирующем рудное поле, выявлена непромышленная россыпь золота с содержанием на пласт до 435 мг/м^3 , на массу – до 93 мг/м^3 . На месторождении прогнозируется среднее по запасам комплексное месторождение (золото, серебро, медь, свинец, цинк) и рекомендуется для дальнейшего изучения. В пределах обогащенных участков минерализованных зон выделены рудные тела и проведен подсчет запасов категории C_1 и прогнозных ресурсов категории P_1 в авторском исполнении [Косов, 1983]. Утвержденные Протоколом ТКЗ прогнозные ресурсы для зон IV и Новогодняя на глубину 200 м (запасы категории C_1 переведены в ресурсы категории P_1) составляют по категории P_1 : золота – 9,4 т, серебра – 111 т, меди – 11 тыс. т, свинца 21,4 тыс. т, цинка 10,1 тыс. т, висмута 8,0 тыс. т, кадмия – 0,135 тыс. т, индия – 0,045 тыс. т, по категории P_2 : золота – 4,5 т, серебра – 88 т [Косов, 1983ф]. ЦНИГРИ апробированы ресурсы золота следующих категорий: P_1 – 4 т, P_2 – 6 т [Справочник, 2015]. При этом на площади рудного поля высока вероятность выявления крупнообъемного медно-порфирового с золотом оруденения, что значительно повысит перспективы объекта.

Проявление Павелицинское (II-4-19) располагается в 15 км от месторождения Ягодное в пределах гидрохимической аномалии Павелицинская (II-4-18), характеризующейся водными потоками с серебром, марганцем, свинцом, цинком, ртутью, кадмием, мышьяком и другими элементами. В ряде донных проб отмечено золото (0,01–0,05 г/т). Шлиховым опробованием по руч. Павелицинский установлены шлиховые ореолы золота (до 5 мг/м^3). В штучных пробах из свалов содержание золота – от 1,5 до 8 г/т, серебра – 268–963 г/т. На рудопроявлении вскрыты три зоны метасоматитов мощностью до 15 м северо-западного направления с содержаниями золота в борздовых пробах 0,2–20 г/т, серебра – 70–480 г/т, свинца – до 1 %, меди и цинка – до 0,1 %. Рудопроявление заслуживает проведения поисково-оценочных работ I очереди [Косов, 1983ф].

Золото-серебряная адуляр-кварцевая формация. К этой рудной формации принадлежат малое месторождение Приморское и группа проявлений: Бурматов Ключ (II-4-21), Лужки (II-4-33), Ахами (II-4-41), Скальный (III-4-2), Овал (III-4-3), Бобковское (III-4-7).

Месторождение Приморское (II-4-31) расположено на правом берегу среднего течения р. Кабанья. В геологоструктурном отношении месторождение приурочено к вулcano-тектоническому грабену, ограниченному субширотным и северо-восточными разломами и выполненному мел-палеогеновыми вулканитами андезит-дацит-риолитового состава приморской серии, самаргинского, богопольского и кедровского комплексов с комагматичными им субвулканическими массивами, экструзивно-жерловыми образованиями и дайками. В пределах рудного поля вулканиты пропилитизированы и аргиллизированы. Рудные тела локализованы в минерализованных зонах серицит-гидрослюдистого состава, включающих кварцевые, кварц-адулярные и адуляр-карбонат-кварцевые тела и жилы. Всего на площади месторождения выделено 67 в разной степени оруденелых минерализованных зон. По геохимическим данным срез месторождения верхне-среднерудный.

Рудные тела сосредоточены на двух участках месторождения – *Глиняный* и *Сухой*. Уч. Глиняный занимает площадь 14 км^2 ; на нем выявлено 38 круто-

падающих золотоносных зон, прожилковых зон и жил. Длина зон – 0,4–4 км, мощность – 3–50 м, жил – 0,2–3,5 м. Основной состав на участке золото-адуляр-кварцевый, преобладающий над карбонат-адуляр-кварцевым. Две зоны (Основная и Теллуридная) являются наиболее интересными. Зона Основная имеет сложную морфологию, залегает круто, ветвится по простиранию и по падению, мощность зоны – 20–40 м, длина – свыше 2000 м. Выклинивание рудных тел происходит на глубинах 40–60 м. Зона образована серицит-каолинит-гидрослюдистыми метасоматитами, содержащими многочисленные линзы более интенсивно проработанных пород. На отдельных участках встречаются жилообразные тела, линзы и прожилки адуляр-карбонат-кварцевого и кварцевого состава мощностью 0,8–3,5 м и протяженностью 60–430 м. Проба золота 320–760. Наиболее крупное в зоне рудное тело № 3 с максимальными концентрациями серебра – 129,2–154,4 г/т и золота – 9–16,3 г/т. Средние содержания по зоне Основная – золота 7,4 г/т, серебра 134,2 г/т, в зоне Теллуридная – золота 7,4 г/т, серебра 141,9 г/т.

На уч. Сухой выявлено 25 рудоносных кварцевых жил мощностью 0,3–0,5 м и прожилковых зон, объединяемых в единую минерализованную зону северо-восточного простирания длиной до 1500 м и шириной 900 м. Выклинивание рудных тел происходит на глубинах 20–30 м. Основной состав жил на участке – адуляр-карбонат-кварцевый. Максимальные содержания в рудных телах достигают: золота – 88,4 г/т, серебра – 122,2 г/т. Протяженность жил с промышленными содержаниями составляет 2300 м. Среднее содержание золота на участке – 9,72 г/т, серебра – 189,7 г/т. Кроме золота в рудах присутствуют медь 0,001–0,012 %, свинец 0,001–0,011 %, цинк 0,001–0,13 %, висмут, селен, теллур.

На месторождении Приморское работы по разведке рудного золота и серебра ведет ООО «Тернейзолото». На 1.01.2019 г. балансом по месторождению учтены апробированные ТКЗ запасы золота по категориям: С₁ – 1,9964 т, С₂ – 0,6562 т, забалансовые – 0,0396 т при средних содержаниях золота для запасов категорий С₁ – 8,81 г/т, С₂ – 6,23 г/т. С 2001 г. добыто 0,1542 т золота. Протоколом ТКЗ (2001 г.) учтены ресурсы категорий Р₁ – 0,8 т и Р₂ – 0,5 т. Апробированы ЦНИГРИ (2012 г.) ресурсы золота категории Р₁ – 7,5 т на 1.01.2019 г. Учтены балансом запасы серебра категорий С₁ – 33,9583 т, С₂ – 17,3748 т, забалансовые – 0,9668 т, при средних содержаниях соответственно 149,9, 165,0 и 78,6 г/т. Добыто 2,009 т. Протоколом ТКЗ (2001 г.) учтены ресурсы категорий Р₁ – 10 т и Р₂ – 11 т [Лазарев, 2001ф; Дубровин, 2017ф].

Проявление Бурматов Ключ (П-4-21) расположено в бассейнах руч. Бурматов Ключ и р. Прав. Вениуковка, занимает площадь 20 км². Здесь прослежены на 80–1500 м более 21 минерализованных зон и жил субмеридионального, северо-западного и северо-восточного направлений, крутого падения. Морфологически они представлены жилами различной мощности (0,8–7 м, в среднем 2,7 м), зонами брекчирования и окварцевания, прожилковыми зонами. Содержания золота – 0,8–8,4 г/т, серебра – 10–61 г/т. Наиболее продуктивные зоны и жилы карбонат-кварцевого состава. Содержания золота – 0,45–15 г/т (среднее 5,7 г/т), серебра – до 2215 г/т (среднее 226,4 г/т) при значительной марганцовистости [Кречетов, 1977ф].

Проявление Бобковское (Ш-4-7) расположено в бассейне одноименной реки, впадающей в Японское море. Локализовано в гранитах якутинского комплекса палеоценового возраста внедрения. Оруденение приурочено к широкой субмеридиональной полосе трещиноватости, вмещающей многочисленные кварцевые жилы, прожилковые зоны, минерализованные зоны дробления. Грейзены, связанные с гранитами, несут бедную олово-вольфрамовую, медную и висмут-молибденовую минерализацию.

Среди золотоносных минерализованных зон выделяются два морфологических типа: прожилково-вкрапленные зоны с халцедоновидным кварцем (мощностью 1,2–12 м) и зоны дробления с гнездами и прожилками лимонита и окислами марганца (мощностью более 50 м, границы не вскрыты). Кварц двух генераций: 1) с содержанием мантийного гелия 15 %, атмосферного аргона 56,7 % с повышенными концентрациями молибдена, свинца, висмута, серебра; 2) кварц, обедненный мантийным гелием 7,2 % с содержанием атмосферного аргона 83,3 %, что отражает близповерхностные условия формирования. Ксеногенные цирконы из кварца первого типа имеют возраст, близкий к возрасту формирования гранитов (59,5 млн лет). Для пострудных даек риолитов и андезитов установлен эоценовый возраст.

Для зон дробления характерна интенсивная окисленность. Содержание золота в них (бороздовые пробы) – до 0,2–0,4 г/т, серебра – до 5 г/т; в единичных сечениях на мощность 1 м золота – 1–2,6 г/т, серебра – до 11,9–50 г/т. В единичной штучной пробе из прожилка, сложенного лимонитом и окислами марганца, содержание золота – 7,6 г/т, серебра – 785,4 г/т. Серебряная минерализация в прожилковых зонах с тонкозернистым кварцем представлена акантитом. По данным бурения, участок представляет интерес и в отношении россыпной золотоносности. В россыпи р. Бобкова протяженностью 4,2 км содержание золота по отдельным угодкам достигает 6875 мг/м³ [Родионов, 1975ф; настоящий отчет].

Платина. Признаки платиновой минерализации на о. Сахалин связаны с метаморфизованными базит-гипербазитовыми блоками в зонах меланжа Су-сунайского рудного района.

Пункт минерализации Соколовский (П-8-20) находится в среднем течении р. Сокол и приурочен к серпентинитам, развитым по гипербазитам в зоне меланжа. Породы имеют платино-палладиевую специализацию. Содержание платиноидов – 0,01–0,025 г/т, в одной пробе – до 0,9 г/т [Жаров, 2000ф].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Торий. На материковой суше установлен шлиховой ореол торита (I-4-23) оконтуривающий гранитный массив Вуэлля-Кемани с содержаниями от знаков до 1,5 г/м³.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кальцит оптический. Проявление *исландского шпата Яблоневого* (I-7-2) расположено на о. Сахалин, в 20 км севернее пос. Чехов на мысе Яблонево. В зонах гидротермально измененных пород чеховской свиты в карбонатных жилах и пустотах встречены прозрачные кристаллы шпата размером до 4 см. Кристаллы покрыты густой сетью мелких трещин. Практического интереса проявление не представляет [Жиляков, 1981ф; Ротман, 1995].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Представлено на материковой части листа в Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) МЗ проявлениями алунита и шлиховыми ореолами флюорита и барита.

Флюорит. Выявлен шлиховой ореол в междуречье Бобкова–Связной (Ш-4-5). Известна также кварц-флюоритовая жила, связанная с пунктом минерализации бериллия (I-4-26).

Барит. Известен один шлиховой ореол (II-4-34) в долине р. Дагды, притоке р. Кабанья [Ротман, 1995].

Алунит представлен тремя проявлениями (I-4-48, II-4-24, 32), локализованными в полях вторичных кварцитов в верхнемеловых вулканитах. Содержание алунита колеблется от 0,5 до 5 %. Проявления с неясными перспективами.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Проявление алевролитов Малотакоейское (II-8-14) расположено в 7 км к западу от пос. Сокол. Полезное ископаемое – алевролиты маруямской свиты, залегающие на восточном крыле Долинской антиклинали. Мощность залежи – 75 м, углы падения – 70–90°. Глинистые минералы представлены группой монтмориллонита. Керамические свойства: мало-среднечувствительные к сушке, воздушная линейная усадка – 9–11 %, температура спекания – 1040–1070 °С. Могут использоваться для производства керамики. Ресурсы – 1 млн м³ [Шепелев, 1996ф].

Проявление глин Буй (II-8-106) расположено в 20 км к северу от г. Южно-Сахалинск, в междуречье Сокол–Буй. Полезное ископаемое: аллювиально-пролювиальные глины верхнего неоплейстоцена – голоцена. Мощность – 0,65–1,15 м. Число пластичности – 8,7–20,46; воздушная усадка – 6,8–9,4 %, потери при прокаливании – 6,68–7,64 %, влага – 1,52–2,12 %. Керамические свойства: коэффициент чувствительности к сушке – 1,28–1,79 %, общая линейная усадка – 7,7–11,8 %. Прочность образцов – 850 и 950 °С 176–232 кг/см², при температуре 1050° С 282–342 кг/см². Марка морозостойкости

при температуре 850 и 950 °С – «F15», при температуре 1050 °С – «F25» [Жаров, 2000ф]. Могут использоваться для производства керамики. Прогнозные ресурсы – 2 млн м³.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Корунд. Известен один пункт минерализации на континентальной части в верхнемеловых вулканитах в эндоконтакте гранитоидов прибрежного комплекса в приустьевой части р. Тохтинка (I-5-12).

Опоки. Маломощные слои опок выявлены среди палеогеновых вулканогенно-осадочных толщ, подстилающих базальты неогена в Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) МЗ. К ним приурочено два проявления в долинах рек Агзу (I-4-19) и Вайса (I-4-20).

В Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции имеется шесть месторождений опок.

Месторождение Взморьевское (I-8-6) расположено в пределах пос. Взморье и приурочено к курасийским отложениям, слагающим центральную часть Взморьевской синклинали. Опоковидные алевролиты имеют содержание SiO₂ – до 84 %, могут использоваться для производства широкого спектра материалов от производства теплоизоляционных материалов до активных минеральных добавок в цементы. Ресурсы категории Р₁ оцениваются в 1800 тыс. м³ [Шепелев, 1996ф].

Месторождение Новоселовское (I-7-4) расположено в 16 км южнее горы Томари, у южной окраины пос. Новоселово. Пласт опок с редкими линзами кремнисто-карбонатных пород приурочен к верхней части разреза курасийской свиты. Содержание SiO₂ – до 74–81 %, SO₃ – 0,29 – 0,57 %, показатель адсорбции – 218–372 мг/л. Качество вполне удовлетворительное для использования в цементной промышленности и для других производств. Оценка запасов по категории С₂ – 900 тыс. т [Шепелев, 1996ф].

Месторождение Шебунинское (III-7-20) расположено в 1,5 км к юго-востоку от пос. Шебунино. Полезная толща представлена опоками и опоковидными алевролитами нижнекурасийской подсвиты. Площадь месторождения – 1,8 км². Вскрытая мощность опок – 230–240 м. Физико-механические свойства: естественная влажность 34,6–46,7 %, плотность в естественном состоянии – 2,12–2,37 г/см³; объемная масса сухих пород в куске – 1,2–1,26 г/см³, объемная масса в целике – 1,69 г/см³, пористость – 24,5–45,4 %, водопоглощение – 25,9–28,4 %, предел прочности при одноосном сжатии в сухом состоянии – 237–484 кгс/см², в водонасыщенном состоянии – 56,5–185,0 кгс/см², потери в массе после трех циклов насыщения в серноокислом натрия – 47,9–82,0 %. Активность поглощения извести – 331–382 мг/г. Пригодны для получения термолитового и аглопоритового щебня и песка, керамзитового гравия, аглопоритового щебня, термолитобетона, термолитовых порошковых пигментов, облегченного кирпича и плитки, жидкого стекла. Запасы (тыс. т) на 1.01.2019 г. числятся на Государственном балансе в качестве цементного сырья (гидравлические добавки): на Участке 1 – А – 2266; на Участке 2 – А – 701, В – 2190, С₁ – 2273. по категориям: А + В + С₁ – 63 485,

в т. ч. на участке № 2 по категориям А+В+С₁ – 7681. Запасы участка 3 по категории С₁ – 53 538 тыс. т [Жаров, 2000ф] могут использоваться в качестве строительных и прочих материалов.

Месторождение Лопатинское (Ш-7-7) расположено в 4 км к северу от г. Горнозаводск. Приурочено к продуктивной полосе опок курасийской свиты, залегающей в ядре Горнозаводской синклинали. Протяженность – 10 км при ширине 1–3 км. Опоки сильно трещиноваты, с глыбовой отдельностью. Мощность полезного слоя – 12 м. Качество опок и область их применения аналогично таковым для опок Шебунинского месторождения. Запасы по категории С₁ – 2589 тыс. т, на Государственном балансе не числятся.

Месторождение Охотское (Ш-9-6) расположено в 5,4 км к западу от пос. Охотское. Представлено пластообразной залежью (5–10 м) опок курасийской свиты. Плотность – 1,15–1,7 г/см³, пористость – 32,2–49,9 %, водопоглощение – 20,35–45,2 %. Гидравлическая активность – от 200 до 413 мг/г. Мощность вскрыши – 1,2 м. Запасы, не учтенные Государственным балансом, по категории С₁ составляют 2589 тыс. т [Жаров, 2000ф]. Месторождение не разрабатывается.

Месторождение Огоньковское (Ш-8-85) расположено в 11 км к северо-западу от г. Анива. Опоки приурочены к верхней части разреза невеличской свиты. Прослежены по падению на 150 м. Годны в качестве гидравлической добавки. Запасы по категории С₂ – 540 тыс. м³, на Государственном балансе не числятся [Жаров, 2000ф].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест хризотилковый встречен на островной части листа. *Пункт минерализации Покровский (Ш-8-71)* расположен в 10 км к юго-востоку от г. Южно-Сахалинск. Представлен прожилками поперечно-волоконистого асбеста с длиной волокон до 10 мм, локализованными на контакте зеленых сланцев и серпентинитов сусунайского метаморфического комплекса, претерпевших низкотемпературное гидротермальное изменение. Мощность асбестоносной зоны – около 8 м. Запасы не оценивались. Промышленного интереса не представляет [Жаров, 2000ф].

Тальк. *Пункт минерализации Сокольский (Ш-8-23)* расположен на о. Сахалин, в 10 км к югу от г. Долинск. Приурочен к крутопадающему (70–80°) телу разлинзованных, тремолитизированных серпентинитов сусунайского полифациального метаморфического комплекса субширотного простирания. Мощность тела – более 50 м при протяженности около 1,5 км. Тальк присутствует в оталькованных серпентинитах в виде линз размером до 1 м. Запасы не подсчитывались. Практического интереса не представляет [Жаров, 2000ф].

Цеолиты. В Восточно-Сихотэ-Алинской минерагенической зоне цеолитизация развита среди верхнемеловых вулканитов бассейна р. Самарга, но больше всего проявлена среди вулканитов синанчинской свиты. Проявление Говорун (Чугуту) (I-4-15) приурочено к цеолитизированным туфам андезитов синанчинской свиты, развитым на левобережье р. Иссими.

На о. Сахалин известны два месторождения и два проявления цеолитов. Месторождение *Лютогское* (II-8-79) расположено в бассейне р. Лютога. Площадь – 9,6 км². На месторождении выделено пять участков: Петропавловский, Заречный, Ромбовый, Восточно-Ромбовый, Огоньковский. Первые два рекомендованы как первоочередные, Восточно-Ромбовый – на ближайшую перспективу [Меренков, 1997ф].

Полезным ископаемым являются пласты цеолитизированных туфов в холмской (пласт Краснодонский мощностью 3,0–8,0 м) и невельской (пласты Мал. Огоньковский – 2,0–3,0 м, Бол. Огоньковский – 5,0–17,5 м, Партизанский – 2,0–5,0 м) свитах. Углы падения – от 20 до 45°. Цеолиты развиты по обломкам вулканического стекла. Содержание клиноптилолита – 50–80 %. Запасы по месторождению оцениваются по категориям (млн т): В + С₁ – 6,53, в т. ч. по Петропавловскому участку: В + С₁ – 4,805; по Заречному: В + С₁ – 1,725; С₂ – 1,039. Прогнозные ресурсы (млн т): по категориям Р₁ – 19,59; Р₂ – 38,7. Цеолиты пригодны для использования в животноводстве, птицеводстве, растениеводстве, в качестве сорбентов, как наполнители фильтров, в строительстве в качестве добавок в бетоны, они также обладают медико-биологической активностью. Месторождение Лютогское периодически разрабатывалось, в настоящее время не эксплуатируется.

Месторождение *Чеховское* (II-8-3) расположено в 15 км к востоку от пос. Костромское. Площадь – 8 км². На территории расположен Тобутинский участок месторождения, на котором установлено два пласта цеолитизированных туфов. Пласт Чеховский I мощностью 12–20 м с содержанием клиноптилолита от 40 до 70 % и Чеховский II мощностью 2,0–4,0 м с содержанием клиноптилолита от 45–50 до 70–80 %. В период 1990–1996 гг. на месторождении были оценены запасы по категориям (млн т): В + С₁ – 1,906; С₂ – 29,972. Прогнозные ресурсы по Чеховскому месторождению по категориям: Р₁ – 77,8 млн т, Р₂ – 208,3 млн т.

В 2012 г. ТКЗ утвердило запасы подготовленного к разработке уч. Тобутинский. На 1.01.2019 г. на участке на Государственном балансе числятся запасы цеолитов категорий: С₁ – 98,7 тыс. т; ресурсы категории Р₁ – 1954 тыс. т.

Проявление *Истринское* (II-8-60) расположено в 25 км к северо-западу от г. Анива. Приурочено к восточному крылу Лютогской синклинали, где установлены четыре пласта мощностью от 1,0 до 7,0 м цеолитизированных туфов. Наиболее перспективный из них пласт Истринский мощностью 4,2–7,0 м. Протяженность – 12 км. Содержание цеолитов – 78–87 %. Прогнозные ресурсы не оценивались.

Проявление *Корсаковское* (II-8-91) расположено в г. Корсаков и в окрестностях. Приурочено к вулканогенно-осадочным отложениям аракайской (два пласта), холмской (до 13 пластов) и невельской (два пласта) свит. Пласты цеолитизированных туфов имеют мощность от 1 до 10 м, протяженность несколько километров, содержание клиноптилолита – от 40 до 70 %, в отдельных пластах содержится и морденит. Наиболее перспективным считается пласт Корсаковский I холмской свиты. Прогнозные ресурсы составляют 200 млн т [Шепелев, 1996ф].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Халцедон. Россыпероявление халцедона имеется на материковой части в пляжевых песках и галечниках побережья в районе мыса Зелёный, южнее устья р. Жёлтая (II-4-4). Размер галек – 1–5 см. Преобладает окраска желтых оттенков, иногда зеленая, красноватая.

Агат. На территории есть месторождения и россыпепроявление агата.

Месторождение Монеронское (III-7-27) находится на одноименном острове в Татарском проливе вблизи о. Сахалин. Объединяет пять непромышленных россыпей в пляжевых отложениях. Находится в Нераспределенном фонде недр, не передано в освоение. Продуцирующими агатоносными породами являются базальты монеронской толщи. Общая длина россыпей – 4980 м, мощность агатоносных отложений – 0,3–0,7 м. Агат отмечен в виде окатанных галек и мелких валунов. Агат ювелирно-поделочный. Выход бортового сырья – 57 %. Среднее содержание – 2,19 кг/м³. По состоянию на 1.01.2019 г. балансовые запасы категорий А + В + С₁ + С₂: сырец, кристаллосырье – 30,90 т, сортовое сырье – 17,60 т.

Россыпепроявление агата расположено в бухте Амгу (IV-3-1) на пляжах западного побережья Татарского пролива. Источником агата являются эоценовые андезибазальты.

Янтарь встречается в виде непромышленных россыпепроявлений на о. Сахалин на юго-западном побережье п-ова Крильонский и на побережье Охотского моря, где установлены современные прибрежно-морские и аллювиальные россыпи янтаря. Источниками россыпей являются широко развитые в регионе палеогеновые месторождения каменных и бурых углей. Южносахалинский янтарь не относится к сукциниту или близким к нему видам смол, но благодаря высоким механическим свойствам и хорошим декоративным качествам, он, безусловно, представляет интерес для ювелирной промышленности. В районе с 1977 г. периодически осуществляется в небольших масштабах опытная добыча янтаря. Всего на сегодня открыто 14 россыпных объектов, на четырех из них проведен подсчет прогнозных ресурсов по категориям Р₁ и Р₂, составляющих в сумме 31 т янтаревидных смол [Иванова, 1996ф; Иванова, Смирнов, Ушаков, 2005].

На участке побережья залива Терпения, от мыса Муловский до мыса Острый выделено восемь россыпей янтаря *Взморьевская* (I-8-4), *Фирсовская* (I-8-13), *Айская* (I-8-19), *Найбинская* (I-8-21), *Стародубская* (I-8-22); *Пасечная* (I-8-24); устья р. *Вяз* (II-8-1); *Остромысовская* (II-9-1).

Россыпь Взморьевская (I-8-4) расположена у пос. Взморье на Охотском побережье острова по обе стороны от устья р. Красная и имеет протяженность 1,5 км. Пляж шириной до 100 м сложен разнозернистыми песками. На границе зоны прилива постоянно формируется вал, состоящий преимущественно из биогенного материала высотой до 0,5 м и шириной 4–7 м, минеральную часть которого составляют песчаный материал, обломки угля и ян-

тарь. Содержание янтаря колеблется от 5 до 4 кг/м³, среднее – 20 г/м³. Размер зерен янтаря – от 1 до 10 × 10 × 5 мм, редко встречаются более крупные образцы. Прогнозные ресурсы янтаря – 140 кг [Шепелев, 1996].

Россыпи Фирсовская, Стародубская, Пасечная, устья р. Вяз и Остромысовская расположены к югу от Взморьевской вдоль берега Охотского моря. По своему строению они аналогичны Взморьевской и отличаются только своей протяженностью: от 300 м до 4 км (Фирсовская). Содержание зерен янтаря колеблется от 1–2 до 100–200 г/м³ (максимальное – 272 г/м³).

Россыпь янтаря *Фирсовская* (I-8-13) протягивается вдоль берега от устья р. Фирсовка на юго-восток, на расстояние 6 км при средней ширине 14 м. Россыпь локализована в пределах ложбины, протягивающейся вдоль пляжа в его центральной части параллельно береговой линии. Пляж в пределах россыпи ровный, чистый и сложен мелкозернистым песком. Среднее содержание янтаря в россыпи – 8,25 г/м³. Прогнозные ресурсы 140 кг [Шепелев, 1996ф].

Россыпь янтаря *Стародубская* (I-8-22) расположена у пос. Стародубск. Длина россыпи – 1460 м. Янтарь концентрируется преимущественно в зоне вала биогенного материала высотой до 0,5 м и шириной 1–3 м. Среднее содержание янтаря – 22 г/м³. Скопления янтаря динамические. Несмотря на это, россыпь довольно стабильная за счет далеко выступающего в море подводного бенча, ограничивающего перемещение содержащего янтарь материала. Прогнозные ресурсы – 400–500 кг [Шепелев, 1996ф]. Глубина подсчета ограничена 0,2 м.

Россыпь Пасечная (Долинская площадь) (I-8-24) локализована в песчано-гравийно-галечных отложениях пляжа, участками засоренным биогенным материалом, который является ловушкой для янтаря. Протяженность россыпи – 400 м. Мощность пласта – 1,2 м. Источник поступления янтаря – угленосные толщи с включениями янтареподобных смол. Содержание зерен янтаря колеблется от 1–2 до 100–200 г/м³ (максимальное – 272 г/м³).

Проявление устья р. Вяз (II-8-1) представлено россыпью длиной 475 м, шириной 3,6 м с содержанием янтаря 9,2 г/м³. Ресурсы не оценивались.

Проявление Остромысовское (II-9-1) представлено россыпью янтаря длиной 300 м, шириной 2 м. Янтарь уплощенной формы. Окраска изменяется от медово-желтой до вишнево-красной. Преобладает фракция менее 1,0 см. На долю фракции более 1,0 см приходится 30%. Крупная фракция загрязнена угольным материалом, в мелкой – зерна прозрачные равномерной окраски. Ресурсы не оценивались.

Россыпь Найбинская (I-8-21) по своему строению существенно отличается от остальных. Она расположена в пойме р. Найба, в 1 км от берега Охотского моря. Россыпь является погребенной аллювиально-морской. Вмещающие породы представлены песчано-глинистыми разностями с линзами гравелитов и примесью угольной крошки. Размеры россыпи в контуре минимально промышленного содержания янтаря (40 г/м³) 875 × 250 м. Содержание янтаря до 184,8 г/м³, среднее 43,38 г/м³. Мощность продуктивного слоя – 3 м. Размер янтаря – до 15 × 10 × 3 мм, цвет красноватый, желтый, медовый. Поверхность зерен неровная, часто в угольной оболочке. Прогнозные ресурсы янтаря – 30 т [Шепелев, 1996ф].

На юго-западе п-ова Крильонский, на побережье Татарского пролива выделено шесть непромышленных россыпей янтаря длиной от 300 до 1300 м с содержаниями до 0,2 г/т (III-7-49, IV-7-1, IV-8-1,2, 3, 4). Продуктивность годового сбора янтаря-сырца составляют 150–200 кг [Жилияков, 1981ф].

Конгломераты декоративные.

Проявление Излучное (II-8-7) расположено на о. Сахалин в 8 км к югу от г. Долинск, в среднем течении р. Излучная. Представлено горизонтом конгломератов, приуроченным к основанию холмской свиты и залегающим с угловым несогласием на зеленых ортосланцах сусунайского метаморфического комплекса. Мощность не выдержана и изменяется от 10 до 110 м. Падение западное, юго-западное, южное под углами 15–30°. Галька представлена зелеными сланцами, реже кварцитами, сцементированными известковистым цементом. Размер галек – от 0,5 до 1,5 см [Евсеев, 1975ф]. Блочность породы средняя. Размер естественных блоков колеблется от 0,2 × 0,4 × 0,4 м до 1,0 × 1,0 × 1,4 м. Выход блочного камня в опытном карьере – 34,4 %. Физико-механические свойства: средняя плотность – 2,77–2,84 г/см³, пористость – 1,07 %, водопоглощение – 0,30 %, прочность при одноосном сжатии в сухом состоянии – 670–838 кг/см², в водонасыщенном – 538–615 кг/см², марка морозостойкости не ниже Мрз 25, коэффициент размягчения – 0,73–0,87. По декоративным качествам конгломераты отнесены к I группе. Прогнозные ресурсы декоративного конгломерата (при выходе блоков кондиционного камня 20 %) – 680 тыс. м³ [Шепелев, 1996ф]. Конгломераты по своим декоративным, физико-механическим свойствам и блочности отвечают требованиям ГОСТ 9480-77 и ОСТ-41-77-73 и могут быть использованы для изготовления облицовочной и декоративно-облицовочной плитки.

Кремни рисунчатые. На о. Сахалин два проявления кремней.

Проявление Новоселовское (I-8-16) расположено южнее одноименного поселка и приурочено к опоквидным алевролитам курасийской свиты. Тонкополосчатые окремненные известковистые алевролиты («рисунчатые» кремни) образуют прослой и линзы в 200–300 м от подошвы курасийской свиты. В береговом врезе на протяжении 4 км вскрыто более 60 таких тел протяженностью до 8 м при мощности 0,1 до 1,5 м. Декоративные свойства создает тонкое (через 1–2 мм) чередование светло-серых, темно-серых и коричневых полос. Размер блоков от 10 × 10 × 20 до 20 × 30 × 30 м. Выход блочного камня не превышает 20–30 % от объема тел. Порода устойчива к деформациям вкрест полосчатости, сохраняет целостность при резке на пластины толщиной до 3 мм, легко пилится и полируется, микротрещины отсутствуют. Ресурсы не оценивались [Шепелев, 1996ф; Жилияков, 1981ф].

Проявление Неводское (I-8-8) расположено в 3 км севернее горы Томари и протягивается от р. Голубая вдоль берега Татарского пролива на 5,5 км. Аналогично проявлению Новоселовское.

Серпентиниты. На о. Сахалин известно два проявления декоративных серпентинитов [Евсеев, 1975ф; Меренков, 1997ф].

Проявление Сокол (II-8-22) расположено в 5 км к юго-востоку от пос. Сокол. Приурочено к серпентинитам Сусунайского полифациального

метаморфического комплекса. Среди массы дезинтегрированных, сильно рассланцованных серпентинитов широко развиты линзообразные (до $1,0 \times 1,5 \times 2,0$ м) и шарообразные (до 0,2 м в диаметре) обособления очень плотных серпентинитов – змеевиков. Сложены змеевики антигоритом (80 %), бруситом (15–20 %) и магнетитом (1–2 %). Согласно ОСТ 41-13-71, их можно рекомендовать как поделочно-облицовочные камни для изготовления полированных плит или мозаичных работ, внутренней облицовки и различных декоративных изделий при условии блочности камня не менее $200 \times 200 \times 100$ мм. Запасы сортового камня – до 1,2 тыс. т. Прогнозные ресурсы по категории P_3 – 77 тыс. т.

Проявление Комиссаровка (II-8-70) расположено в 15 км к северо-востоку от пос. Лиственничное в бассейне р. Комиссаровка. Представлено обособлениями змеевиков шарообразной и линзовидной формы (до 50×30 см) в массе рассланцованных серпентинитов. Змеевики по качеству и декоративным свойствам аналогичны проявлению Сокол.

Родонит. Выявлено три проявления и два пункта минерализации родонита на о. Сахалин [Евсеев, 1975ф].

Проявление Сухоплетское (II-8-11) расположено в верховьях р. Сухоплетка. Приурочено к черносланцевому металитону сусунайского метаморфического комплекса. Рудная минерализация связана с двумя линзами омарганцованных и гематитизированных кварцитов. Мощность тел – от 0,5 до 3,3 м, протяженность – от 12 до 42 м. Размер гнезд родонитовой породы – от $2 \times 2 \times 3$ см до $10 \times 13 \times 15$ см. Прогнозные ресурсы по категории P_2 до глубины 2 м составляют 1,5 т [Шепелев, 1996ф].

Проявление Березовское (II-8-30) расположено в 8 км к востоку от ст. Березняки. Приурочено к голубосланцевому металитону сусунайского метаморфического комплекса. Родонит розовый, с пятнами и дендритами окислов марганца. В зоне окисления максимально возможные штуфы камня I сорта размером $5 \times 5 \times 10$ см, II сорта – $5 \times 10 \times 10$ см.

Проявление Симинское (II-9-2) расположено в бассейне р. Сима. Представляет линзу мощностью до 0,9 м стильпномелан-кварцевого состава протяженностью более 4 м. Родонит слагает гнезда размером 3×5 см.

Ксонотлит. *Проявление Водопадное (III-9-9)* расположено на о. Сахалин в устье р. Водопадная. Представлено жилами ксонотлита в перидотитах и серпентинитах водопаденского дунит-гарцбургитового комплекса плутонического. Мощность жил – до 0,6 м, протяженность – до 20 м [Меренков, 1997ф].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Магматические породы

Данный вид строительных материалов широко распространен на территории о. Сахалин.

Кислые интрузивные породы представлены тремя месторождениями.

Месторождение дацитов, риодацитов Арсентьевское (I-8-1) расположено у северной границы листа и приурочено к штокам и силлам анивского дацитового вулканического комплекса. Участок 1 (Каменный) находится в 3 км южнее железнодорожной станции Арсентьевка. Тело дацитов имеет в плане изометричную форму (0,7 × 0,5 км). Породы трещиноватые, с поверхности выветрелые. Камень пригоден в качестве добавки в бетон и в виде щебня для дорожных работ. На участке действует карьер, добыча в 2016 г. составила 25 тыс. м³. На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы категории С₂ в количестве 77 тыс. м³ [Деркаченко, 1968ф, Высочин, 2012ф].

Участок 2 расположен южнее, в 4 км северо-западнее пос. Взморье. Силл дацитов прорывает верхнемеловые отложения быковской свиты. Простирание тела субширотное с общим наклоном на север. Протяженность тела – 850 м, мощность – 30–100 м. Породы светлые с порфировой структурой и с фельзитовой структурой основной массы. Физико-механические свойства пород: объемный вес – 2,25 г/см³, водопоглощение – 4,49%, пористость – 9,5 %, прочность на сжатие в воздушно-сухом состоянии – 725 кг/см², марка морозостойкости «F25». Могут использоваться для производстве бетонов марки «200». На участке как самостоятельный объект разработки выделен северо-западный блок с запасами на 1.01.2019 г. категорий В + С₁ 134 тыс. м³. Добыча в 2018 г. составила 240 тыс. м³.

Месторождение гранитов Анивское южно-анивского гранитового комплекса (III-9-45) расположено в южной оконечности Тонино-Анивского полуострова. Представлено узким, вытянутым в меридиональном направлении телом длиной 24 км и шириной 0,7–5 км. Площадь – около 45 км². Размер блочного камня от 20 × 40 × 40 см до 1,0 × 1,5 × 1,5 м, редко до 3–4 м в поперечнике. Содержание блочного камня в краевых частях – 25–30 % и 40–50 % в центральной. Технологические свойства удовлетворительные. Камень легко пилится, сохраняет прочность и целостность в пластинах толщиной до 10 мм, принадлежит ко II категории полируемости. По блочности и декоративности удовлетворяет требованиям к облицовочному сырью [Шепелев, 1996ф]. Прогнозные ресурсы – до 5 млрд м³. На Государственном балансе стоят запасы только глыб и валунов, являющиеся свалами, сопровождающими коренные выходы пород. Запасы распределены по двум участкам и на 1.01.2019 г. составляют: уч. Восточный фланговый по категории С₁ 42,0 тыс. м³, С₂ – 49,0 тыс. м³; Западный фланговый: С₂ – 19,0 тыс. м³. Сбор глыб и валунов осуществляется эпизодически и в ограниченном количестве.

Месторождение Гора Круглая (III-7-45) расположено в южной части п-ова Крильонский в 6 км к северу от мыса Кузнецова, в 1 км от берега Татарского пролива. Месторождение представляет собой субинтрузию дацитов, имеющую в плане форму, близкую к эллипсу, вытянутую по длинной оси в северо-восточном направлении на 0,9 км при ширине до 0,6 км, прорывающую терригенные отложения краснойяковской свиты позднемелового возраста. Дациты имеют следующие основные характеристики: средняя плотность – 2,38 г/см³, пористость 10,78–12,59 %, при среднем значении 11,67 %, водопоглощение – от 2,47 до 3,29 %, при среднем значении 2,68%, марка дробимости – от «I200» до «I400», морозостойкость характеризуется марками от «F150» до «F200». Щебень дацитов месторождения можно использовать при строитель-

стве в качестве скального грунта, а также при производстве крупного наполнителя для изготовления тяжелого бетона [Лапшин, 2014ф].

На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы дацита категории С₂ 6417 тыс. м³.

Средние интрузивные породы представлены восемью месторождениями.

Месторождение Чеховское (I-7-8) расположено в черте пос. Чехов и приурочено к чеховской свите. Представлено телом андезитбазальтов толщиной до 20 м среди туфов и туфогенных песчаников. Физико-механические свойства пород: объемный вес – 2,89 г/см³, удельный вес – 2,91 г/см³, пористость – 0,7 %, водопоглощение – 0,3 %, марка морозостойкости «F25». Может использоваться в качестве крупного заполнителя бетона и в других видах строительства. Запасы Государственным балансом не учтены. Ресурсы оцениваются в 1 млн м³ [Лапшин, 2005ф].

Месторождение Дудинское (I-8-11) расположено в 2,5 км юго-западнее пос. Дудино, в среднем течении р. Змейка. Представлено тремя крутопадающими дайками андезитов мощностью от 17 до 62 м и протяженностью до 1,5 км. Андезиты светло-серые с порфировой структурой. Ресурсы – 4850 тыс. м³ [Шепелев, 1996ф]. Месторождение не разрабатывается.

Месторождение Садовниковское (II-8-26) расположено в 6 км к юго-востоку от станции Пионеры [Лапшин, 2005ф]. Представлено штоком (300 × 400 м) андезитов и андезибазальтов. Вскрытая вертикальная мощность – до 150 м. Средняя мощность вскрыши – 2,6 м. Физико-механические показатели: объемная масса – 2,26–2,66 г/см³, плотность – 2,63–2,92 г/см³, пористость – 1,5–18,0 %, водопоглощение – 0,7–9,7%, предел прочности на сжатие в сухом состоянии – 458–1345 кгс/см², в водонасыщенном – 381–1153 кгс/см²; после 25 циклов естественного замораживания – 292–837 кгс/см², морозостойкость в сернистом натрии (потери 1,2–4,2 %) – «F150–F300», морозостойкость естественная – не ниже «F25», коэффициент размягчения – 0,58–0,73. Щебень пригоден для изготовления гидротехнических бетонов марок «75–100» и для обычных тяжелых бетонов марки 100 при морозостойкости «F25». [Лапшин, 2005ф]. Запасы на 1.01.2019 г. по категориям (тыс. м³) учтены по двум участкам: Садовниковское 1, представленному андезитами и андезибазальтами категорий: А – 157; В – 711; С₁ – 32; и Садовниковское 2, представленному андезибазальтами категорий: В – 588; С₁ – 1517; С₂ – 4687. Месторождение эксплуатируется, добыча андезитбазальтов в 2018 г. на уч. Садовниковский 2 составила 60 тыс. м³ и андезитов на уч. Садовниковский 1 – 45 тыс м³.

Месторождение Пионерское (II-8-24) расположено к северу от г. Холмск на горе Бернизет. Представляет собой протяженный (3,7 км) лакколит андезибазальтов шириной 0,9–1,4 км. Центральная часть сложена долеритами. Средняя мощность продуктивной толщи – 500 м. Вскрышные породы (мощность 3–15 м): суглинки и дресва коренных пород [Лапшин, 2005ф]. Физико-механические параметры: объемная масса – 2,53–2,75 г/см³, плотность 2,82 г/см³, водопоглощение – 0,22–3,26 %, пористость – 4–7 %, истираемость в полочном барабане – 12–66 % (марки от Н-I до Н-IV), морозостойкость «F50–F100», предел прочности на сжатие в сухом состоянии – 867–1308 кгс/см², в водонасыщенном – 723–1307 кгс/м², коэффициент размягче-

ния – 0,8. По прочности в водонасыщенном состоянии камень разделяется на три сорта: первый – 800–1100 кгс/см², второй – 600–800 кгс/см², третий – 400–600 кгс/см². Содержание сернистых и сернокислых соединений – 0,02–0,1 %. Щебень из камня первого сорта может быть использован в качестве крупного заполнителя тяжелых бетонов марок «300–600», второго сорта – марки «300». Запасы числятся на Государственном балансе. На 1.01.2019 г. в целом по месторождению составляют (тыс. м³) по категориям: В – 481, С₁ – 29741, С₂ – 84 192. Участок месторождения Северный передан под разработку с запасами (тыс. м³) по категориям: С₁ – 20 631, С₂ – 60 575 [Полезные, 2001; Жаров, 1999ф].

Месторождение Гора Невельского (II-8-36) находится в 4 км к северо-востоку от г. Холмск. Представлено экструзивным куполом андезибазальтов [Жаров 2000ф; Лапшин, 2014ф]. Физико-механические свойства: водопоглощение – 1,42–1,55 %, средняя плотность 2,60–2,64 г/см³, потери в весе после пяти циклов насыщения в сернокислом натрии – 0,61–1,35 %, дробимость фракций – 10–20 и 20–40 мм – 11,8 %, прочность на сжатие в сухом состоянии – 1057 кг/см², в водонасыщенном – 1075 кг/см², марка щебня по морозостойкости «F25». Месторождение не эксплуатируется. Запасы на 1.01.2019 г., числящиеся на Государственном балансе по категории С₂, составляют 7074 тыс. м³.

Месторождение Почтовое (II-8-55) расположено в 4,5 км к востоку от пос. Ожидаево. Представлено экструзией (до 230 м в поперечнике) андезибазальтов. Физико-механические показатели: водопоглощение – 0,27–1,20 %, средняя плотность – 2,63–2,92 г/см³, пористость – 0,72–3,2 %, предел прочности на сжатие в сухом состоянии – 860–1323 кгс/см², во влажном – 721–1116 кгс/см², потери в весе после 15 циклов замораживания – 0–3,3 %. Могут использоваться в качестве крупного заполнителя бетонов [Лапшин, 2011ф]. Месторождение эксплуатируется. На Государственном балансе запасы на 1.01.2019 г. числятся по категориям: С₁ – 1173 тыс. м³ и С₂ – 137 тыс. м³.

Месторождение Птичий базар (III-8-12) расположено в 3 км к югу от устья р. Могучи. Представлено дайкой (силлом?) андезитов, андезит-долеритов, диоритов протяженностью 400 м, высота в береговом уступе – 25–50 м. Северная часть на протяжении 100 м представлена свежими андезитами с глыбовой отдельностью. Основные характеристики полезного ископаемого: объемный вес – 2,65 г/см³, пористость средняя – 4,15, водопоглощение – от 0,31 до 1,64 %, морозостойкость «F150–F300», отмечается высокая блочность камня – до 46 %. Ввиду процессов глинизации и хлоритизации фенокристаллов порфириновых выделений высока доля малопрочных включений (22–36 %), что отрицательно сказывается на прочностных свойствах щебня. Строительный камень рекомендуется использовать в качестве штучного (благодаря высокой блочности) при строительстве насыпей гидротехнических сооружений, как стеновой камень [Жаров, 1999ф; Высочин, 2010ф]. Запасы (тыс. м³) по категориям: С₁ – 1771 и С₂ – 11 952 учтены Государственным балансом на 1.01.2019 г. Кроме того, балансом учтены запасы туфопесчаников и туфоалевролитов категории С₂ – 2179 тыс./м³. Месторождение передано в разработку.

Месторождение Сакура (Ш-7-47) расположено в южной части п-ова Крыльонский в 4 км северо-восточнее мыса Кузнецова. Представляет собой штокообразную интрузию андезитов протяженностью около 1300 м при ширине до 400 – 450 м в ее средней части, занимающую площадь около 0,5 км². Основные характеристики полезного ископаемого: среднее значение плотности 2,69 г/см³, пористость – от 5,34 до 19,78 % при среднем значении 12,26 %, что можно считать повышенным значением; водопоглощение – от 2,63 до 6,51 %, среднее – 4,25 %, морозостойкость колеблется в широких пределах: от «F15» до «F100» [Лапшин, 2014ф].

На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы андезита категории С₂ – 11 701 тыс. м³.

Основные и ультраосновные породы представлены пятью месторождениями.

Месторождение долеритов Арсентьевское (участок 3) (I-8-7) расположено в 2,5 км к юго-западу от пос. Взморье, приурочено к чеховскому андезибазальтовому вулканическому комплексу и представлено интрузией, прорывающей верхнемеловые отложения и простирающейся с юго-востока на северо-запад на расстоянии 700 м. Видимая мощность – 40 м. Основные характеристики: удельный вес 2,4–2,7 г/см³, объемный вес – 2,2–2,7 г/см³, водопоглощение – 0,3–2,3 %, прочность при сжатии – 760–1160 кг/см², марка морозостойкости «F25». Камень может использоваться как заполнитель бетонов марки «100», для балластировки железнодорожных путей и для других строительных работ. Запасы оцениваются по категории С₂ в количестве 416 тыс. м³ [Шепелев, 1996ф]. Не разрабатывается.

Месторождение габбродиоритов Спамбергское (I-8-18) расположено в 20 км к северо-востоку от пос. Чехов на вершине горы Спамберг. Интрузия вытянута в северо-восточном направлении и имеет размеры 1,8 × 0,6 км. Прочность сухих образцов – от 532 до 923 кг/см², влажных – от 596 до 696 кг/см², водопоглощение – от 0,62 до 0,7%, объемный вес – 2,55–2,80 г/см³. Камень может использоваться в качестве крупного заполнителя бетона. Ресурсы месторождения оцениваются в 42 млн м³ [Жиляков, 1981ф]. Не разрабатывается.

Месторождение амфиболитов Соколовское (II-8-16) расположено в 5 км к востоку от пос. Сокол. Приурочено к голубосланцевому металитону сусунайского полифациального метаморфического комплекса. Амфиболиты представлены двумя пластинами протяженностью 650 и 900 м, мощностью от 30 до 110 м. Падение крутое (60–90°). Физико-механические параметры камня: объемная масса – 2,37–3,12 г/см³, плотность – 2,96–3,05 г/см³, водопоглощение – 0,2–4,96 %, предел прочности на сжатие в сухом состоянии – 770–1435 кгс/см², в водонасыщенном – 654–943 кгс/см², объемная насыпная масса щебня – 1350–1440 кг/м³, содержание глинистых и пылеватых частиц в щебне – 0,7–3,5 %, количество зерен игловатой и пластинчатой формы – 8,0–17,5 %, средние потери в массе при сжатии в цилиндре 9,0–10,5 % (марка щебня «1200»); содержание зерен слабых пород – 1,0–6,0 %, марка по сопротивлению удару на копре ПМ – 75, морозостойкость камня по насыщению в сернистым натрии от «F50» до «F300», естественная морозостойкость щеб-

ня – не ниже «F25». Согласно ГОСТам 23845-79, 8267-82, амфиболиты могут использоваться в качестве крупного заполнителя тяжелых бетонов, а также для автодорожного строительства. Запасы амфиболитов на 1.01.2019 г. (тыс. м³) числятся по двум участкам: Соколовскому по категориям: – В – 321, С₁ – 2400, С₂ – 481 и Соколовскому Северному – С₁ – 2647, С₂ – 323 тыс. м³. Кроме того, балансом здесь учтены скальные породы (метаморфические сланцы) по категории С₂ – 829 тыс. м³. На уч. Южный Соколовский запасы амфиболитов практически выработаны, и на балансе запасов учтены только скальные породы (метаморфические сланцы) категории С₁ – 1091. Месторождение, кроме уч. Соколовский Северный, эксплуатируется [Жаров, 2000ф; Лапшин, 2008ф].

Месторождение амфиболитов Старорусское (II-8-25) расположено в 5 км северо-восточнее пос. Старорусское. По своему геологическому строению похоже на расположенное поблизости Соколовское, характерным отличием является значительная выветрелость амфиболитов с поверхности, их большая нарушенность. Государственным балансом учтены запасы уч. Старорусский Северный 508 тыс. м³ категории С₂. Разрабатывается, добыча в 2018 г. составила 280 тыс. м³.

Месторождение долеритов Симаковское (II-8-31) расположено в 10 км севернее г. Холмск, в 2 км от берега Татарского пролива. Тело долеритов в виде штока прорывает туфогенные отложения аракайской свиты размером 0,7 × 0,25 км. Долериты в массиве разбиты серией трещин на отдельные блоки. Основные физико-механические свойства камня: удельный вес – 2,80–288 г/см³, объемная масса – 2,6–2,7 г/см³, пористость – 4–8 %, водопоглощение – 1,5–3,0 %, прочность в воздушно-сухом состоянии – 1000–1300 кгс/см², в водонасыщенном – 700–1000 кгс/см², после замораживания – 400–800 кг/см². Долериты могут использоваться только как щебень и как заполнитель бетонов марки «150» и ниже. Оценка запасов категорий: В + С₁ – 4020, С₂ – 495 тыс. м³ [Шепелев, 1996ф]. На Государственном балансе запасы не числятся, месторождение не разрабатывается.

Перлиты. На материковой суше *малое месторождение перлитов Буи (I-4-45)* локализовано среди пород кедровского комплекса в бассейне р. Самарга. Месторождение расположено в низовьях одноименного ручья, в нижнем течении р. Самарга. Коэффициент вспучиваемости при температуре 1200 °С достигает 6,83 при объемном весе 0,365 г/см³. В пробах перлитов были установлены содержания двуокиси рубидия 0,018–0,025 % и двуокиси цезия 0,006 % [Шлепкин, 1972ф].

Карбонатные породы

Все месторождения карбонатных пород локализованы в Хоккайдо-Сахалинской провинции на о. Сахалин.

Мрамор. *Месторождение Белый Камень (III-9-41)* находится на побережье зал. Анива, в 8 км к югу от пос. Южное. Представлено линзой мраморов размером 23 × 25 × 135 м. Плотность – до 2,73 г/см³ (средняя – 2,69 г/см³), пористость – 0,74–4,61 %, водопоглощение – 0,16 %, прочность на сжатие в во-

донасыщенном состоянии – 583–874 кг/см², в сухом – 546–880 кг/см², коэффициент размягчения – 0,6–0,9, породы морозоустойчивы, износ – 15%. Мрамор может использоваться в качестве декоративно-облицовочного материала, крошки и получения строительной извести. Горнотехнические условия очень сложные. Прогнозные ресурсы – 24,4 тыс. м³ [Жаров, 2000ф].

Известняк. *Месторождение Сергеевское (I-7-3)* расположено на побережье Татарского пролива, в 18 км к северу от пос. Чехов. Месторождение приурочено к алевролитам курасийской свиты, среди которых залегают линзы глинистых известняков мощностью до 1 м. Известняк использовался для получения извести. Запасы категории С₁ – 49 тыс. т на Государственном балансе не числятся [Государственная..., 1995].

Месторождение мраморизованных известняков Чапаевское (II-8-72), расположенное в 18 км к юго-востоку от г. Южно-Сахалинск. Добыча известняков для изготовления известковой муки велась до 1988 г. В связи с плохим качеством известняков оставшиеся запасы были сняты с баланса как карбонатное сырье и в настоящее время они совместно с вмещающими породами (метаморфические сланцы) разрабатываются как строительные камни [Шепелев, 1996ф].

Месторождение Найенское (III-9-19) расположено на Тонино-Анивском полуострове в 9 км к северу от пос. Новиково. Тело известняка представляет собой блок с тектоническими контактами длиной 180 м и шириной до 50 м субмеридионального простирания в составе полимиктового меланжа. Известняк неравномернозернистый, окварцованный. Содержание СаО – 30–55 % [Шепелев, 1996ф]. Запасы известняка (цементное сырье) на 1.01.2019 г. на Государственном балансе числятся по категориям: В – 34 тыс. т и С₁ – 53 тыс. т. Месторождение не разрабатывается.

На Тонино-Анивском полуострове установлено еще пять малых месторождений известняков: *Лисье (III-9-16)*, *Дорожное (III-9-18)*, *Островское (III-9-20)*, *Остринское (III-9-15)* и *Халимоновское (III-9-22)* [Жаров, 2000ф]. Они приурочены к горизонтам олистостром утеснинской и горбушинской объединенных толщ и полимиктового меланжа. Представлены олистолитами известняков протяженностью 65–1500 м, мощностью 20–50 м. По месторождениям подсчитаны прогнозные ресурсы категории Р₁ (тыс. м³): Остринское – 300, Дорожное – 72,73; Лисье – 215, Халимоновское – 1350. Островское месторождение отработано. Средние показатели физико-механических свойств известняка: объемный вес – 2,66–2,70 г/см³; износ в барабане Деваля – 3,40–20 %; водопоглощение – 0,30–0,9 %; пористость – 1,10 %, временное сопротивление сжатию – 553–1250 кг/см², дробимость «ДР16», потери после 15 циклов замораживания – 0–3 %. Известняки могут использоваться для дорожного покрытия, получения извести, известковой муки, как заполнитель в тяжелых бетонах, в качестве бутового и облицовочного камней.

Диатомиты. *Проявление Пожарское (Чаплановское) (II-8-73)* расположено в среднем течении р. Лютоги. Приурочено к отложениям маруямской свиты. Площадь – более 150 м². Пластовая залежь имеет мощность до 8 м. Отло-

жения могут использоваться в качестве адсорбента и гидравлических добавок [Жаров, 2000ф].

Проявление Брянское (II-8-87) расположено в 20 км к западу – северо-западу от г. Анива. Представлено прослоями диатомитов мощностью от нескольких сантиметров до 2–3 м в отложениях маруямской свиты. Соответствуют марке «75–100», могут использоваться в цементной, бумажной, керамической промышленности и в качестве гидравлических добавок [Жаров, 2000ф].

Глинистые породы

Месторождения этой подгруппы повсеместно встречаются на о. Сахалин.

Глины кирпичные. *Месторождение Путинское (II-8-49)* расположено в 14 км к северо-западу от г. Южно-Сахалинск. Представлено однородными алевролитами маруямской свиты плиоцен-четвертичного возраста. Углы падения пород 50–90°. Мощность – до 24,8 м. Относятся к группе кислых легкоплавких и полукислых разностей с высоким содержанием красящих окислов. Запасы по состоянию на 1.01.2019 г. (тыс. м³) по категориям: В – 301, С₁ – 990, С₂ – 86. Месторождение законсервировано [Жаров, 2000ф].

Месторождение Хомутовское (II-8-126) расположено в 13 км к югу от г. Южно-Сахалинск. Сложено аллювиально-пролювиальными глинами, содержащими редкую гальку. Длина залежи – 1800 м, ширина – 600 м. Мощность – 1,0–3,5 м. Естественная влажность – 18,2–33,9 %, пластичность умеренная, воздушная усадка – 5,0–11,7 %, огневая усадка – 0,2–5,9 %, коэффициент чувствительности к сушке – 0,4–2,3; температура спекания – 1200–1250 °С; интервал спекания – 50–100 °С, прочность образцов на сжатие – 124–428 кгс/см², оптимальная температура обжига – 950 °С. Глины пригодны для производства строительной керамики и кирпича марки «150» [155]. Запасы по состоянию на 1.01.2019 г. (тыс. м³) по категориям: А – 147, В – 274, С₁ – 562, А + В + С₁ – 983, забалансовые – 1132. Месторождение разведано, в резерве [Жаров, 2000ф].

Месторождение Покровское (II-8-98) расположено в 5 км к западу от г. Долинск. Представлено суглинками I террасы р. Найба. Длина залежи – 1400 м, ширина – 300 м. Мощность – 2–3,3 м. Пластичность глин – 7,2–19,0; породы легкоплавкие, огнеупорность – 1320 °С, коэффициент чувствительности к сушке – 0,63–0,84; воздушная усадка – 7,4–8,8 %, общая усадка – 11,5 %. Глины пригодны для производства кирпича марок «100», «150» [155]. Запасы по состоянию на 1.01.2019 г. (тыс. м³) по категориям: А – 55, В – 516, С₁ – 131, А + В + С₁ – 702. Месторождение законсервировано [Жаров, 2000ф].

Месторождение Поярковское (III-7-52) расположено в 15 км к югу от г. Горнозаводск. Представлено двумя пластообразными залежами глин в нерасчлененных аллювиально-пролювиальных и озерных отложениях. Длина залежи – 1000 м, ширина – 600 м. Мощность – 1,0–2,9 м (средняя – 1,4 м). Естественная влажность – 28 %, плотность – 2,54–2,78 г/см³, число пластичности – от 12 до 30, коэффициент чувствительности к сушке – 1,1–2,1; температура спекания – 1000–1050 °С, плавления – 1100–1160 °С. Глины пригодны

для изготовления кирпича марок «125», «100» и черепицы с использованием отощающей добавки (15 % песка) или без нее [Жаров, 2000ф]. Запасы (тыс. т) по категориям: А – 189, В – 308, С₁ – 28, А+В+С₁ – 525. На Государственном балансе не числятся.

Месторождение Мерейское (Ш-8-14) расположено в 11 км к востоку от г. Корсаков. Представлено пластообразной горизонтальной залежью морских глин. Мощность – от 1,8 до 4,2 м. Глины пригодны для производства кирпича марки «250». В настоящее время площадь месторождения занята заводом по сжижению природного газа, и запасы глин сняты с Государственного баланса.

Месторождение Карьер «Лопатинский» (Невельское) (Ш-7-6) расположено в 8 км к югу от г. Невельск. Приурочено к отложениям холмской свиты. Площадь месторождения 0,5 км². Алевролиты туффитовые. Могут применяться в бутовой кладке в сухом грунте. Запасы на 1.01.2019 г. категорий С₁ – 413 тыс. м³, С₂ – 338 тыс. м³. Добыча в 2018 г. составила 18 тыс. м³.

Характеристики остальных предварительно разведанных месторождений, запасы по которым Государственным балансом не учтены, приведены в табл. 3.

Таблица 3

Характеристика предварительно разведанных месторождений кирпичных глин

Наименование месторождения, номер на карте	Характеристика месторождения	Запасы, ресурсы, тыс. м ³
Ильинское, I-8-29	Глины мощностью более 2,5 м	Не оценены
Томаринское, I-8-36	Глины мощностью около 3 м	А – 103, В – 218
Дудинское, I-8-12	Алевролиты марьяумской свиты. Пригодны для изготовления полнотелого и пустотелого кирпича	Р – 1400*
Чеховское, I-7-10	Северо-восточная окраина пос. Чехов. Алевролиты курасийской свиты	В + С ₁ – 1200
Стародубское, I-8-43	Пласт глин мощностью 1,7–1,8 м в высокой морской террасе	А + В + С ₁ – 1161, Р – 300
Костромское, II-8-101	Залежь суглинков 5–8-метровой речной террасы. Длина 1000 м, ширина 600 м. Мощность – до 5,2 м	Не оценены
Симаковское, II-8-111	Суглинки и глины морской террасы. Мощность – от 6,1 до 14,9	В + С ₁ – 7753 С ₂ – 112
Ново-Александровское, II-8-117	Глины аллювиально-пролювиальные верхнего неоплейстоцена–голоцена. Мощность – до 2 м	Р – 400
Березняковское, II-8-112	Глины аллювиально-пролювиальные верхнего неоплейстоцена–голоцена. Мощность 0,6–1,5 м	В + С ₁ – 106,2
Анивское (Петропавловское), II-8-132	Аллювиальные глины надпойменной террасы р. Лютога. Средняя мощность 4,6 м	А + В + С ₁ – 385,6
Горнозаводское, III-7-13	Глины мощностью 3–6,5 м	В – 45
Шебунинское, III-7-54	Глины аллювиально-пролювиальные и озерные. Длина 1000 м, ширина 500 м. Мощность – до 5,4 м	Р – 750

Наименование месторождения, номер на карте	Характеристика месторождения	Запасы, ресурсы, тыс. м ³
Березовское, III-9-46	Глины аллювиально-морские верхнего эоплейстоцена – нижнего неоплейстоцена. Мощность 0,6–3,5 м. Площадь 250 м ²	P – 200
Озерное, III-9-49	Глины озерные голоценового возраста. Мощность 2–6 м	Не оценены
Муравьевское III-9-51	Восточный берег лагуны Буссе. Глины озерные голоценового возраста. Мощность до 6 м	Не оценены
Новиковское III-9-30	Глины верхнедудьской свиты. Мощность 2–8 м	Не оценены

*В авторском варианте все ресурсы строительных материалов приведены без подразделения на категории.

Глины керамзитовые и аглопоритовые представлены восемью месторождениями. *Месторождение Взморьевское (I-8-3)* расположено непосредственно в пределах одноименного бурогоугольного месторождения в черте пос. Взморье. Пласт бентонитовой глины мощностью до 2,5 м залегает на 0,6 – 3,2 м ниже почвы угольного пласта 4. Пласт в центральной части месторождения имеет простое строение, на флангах переслаивается с прослоями алевролитов и угля. Над кровлей угольного пласта 1 залегает пласт бентонитовых глин мощностью 2,2 м сложного строения с прослойками угля и углистых аргиллитов. Химический состав глин (%): SiO₂ – 54,6–76,4, Al₂O₃ – 15,1–18,6, Fe₂O₃ – 2,0–4,1, MgO – 0,4–2,1, CaO – 0,5–2,2, Na₂O – 0,4–2,5, K₂O – 0,1–1,8. Температура плавления глин – 1250–1580°. Глины обладают высокой адсорбционной способностью, число пластичности – от 37 до 47. Глины разрабатывались для производства керамических изделий совместно с угольным месторождением до 1945 г. Запасы до горизонта 0 м оцениваются в 200 тыс. м³ [Шепелев, 1996ф].

Месторождение Томаринское (I-8-37) расположено на северо-восточной окраине горы Томари. Продуктивная толща мощностью до 50 м представлена опоковидными суглинками с редкими прослоями песчаников и туфов, связанными с аллювиально-пролювиальными отложениями. Аргиллиты, по результатам лабораторных испытаний, признаны сырьем для аглопорита высокого качества. Общие запасы по месторождению оцениваются в 63 млн м³ [Шепелев, 1996ф].

Месторождение Быковское (II-8-5) расположено в 15 км к западу от г. Долинск. Представлено пластообразной залежью аргиллитов айской свиты. Углы падения пород – 40–60°. Протяженность – 800 м, полезная мощность – 410 м. Аргиллиты легкоплавкие, полуокислые, низкодисперсные, умеренно-пластичные с высоким содержанием красящих оксидов, без крупнозернистых включений [Шепелев, 1996ф; Жаров, 1999ф]. Пригодны для получения керамзита марки «450». Запасы по состоянию на 1.01.2019 г. (тыс. м³) по категориям: А – 421, В – 813, С₁ – 2018, С₂ – 1254.

Месторождение Стародубское (I-8-42) расположено на юго-восточной окраине пос. Стародубское. Приурочено к отложениям морской террасы. Площадь – около 1 км².

Представлено суглинками мощностью 1,1–2,8 м, подстилающимися песчано-гравийными отложениями. Химический состав глин (%): SiO_2 – 61,3–68,2, Al_2O_3 – 16,3–23,9, Fe_2O_3 – 1,0–5,8, MgO – 0,79–1,72, CaO – 0,67–1,16, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – до 8,51, SO_3 – 0,14–0,56, ппп – 5,7. Огнеупорность 1360–1410°. В природном виде почти не вспучивается, необходимы добавки (опилки или шлак) до 15 %. Месторождение разрабатывалось до 1983 г. для производства керамзитового гравия [Шепелев, 1996ф]. На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы (тыс. м³) по категориям: А – 157, В – 368, С₁ – 636.

Месторождение Конойское (П-8-15) расположено в 23 км к северу от г. Южно-Сахалинск. Представлено пластообразной залежью алевритов верхнемаруямской подсвиты. Углы падения – 35–45°. Полезная мощность – 150–200 м. В результате полузаводских испытаний получен аглопорит марки «500–700» с объемной насыпной плотностью 460–670 кг/м³, прочностью 9,4–11,0 кгс/см² и морозостойкостью не ниже «F15». Технологические испытания показали возможность получения на его основе керамзитобетона марки «100» с объемной массой 1400 кг/м³ и морозостойкостью «F35» [Жаров, 2000ф]. Запасы по состоянию на 1.01.2017 г. (тыс. м³) по категориям: А – 328, В – 574, С₁ – 1768, С₂ – 890.

Месторождение Холмское (П-8-48) расположено в 5 км к северу от г. Холмск. Представлено пластообразной залежью алевролитов. Залегание горизонтальное или наклонное под углами 2–5°. Полезная мощность – 83 м. Средний коэффициент вспучивания алевролитов (сухим способом) в естественном виде – 4,2, оптимальная температура обжига – 1170–1200 °С. Алевролиты рекомендованы для производства керамзита по сухому способу с термоподготовкой и по порошковому с введением органических добавок. По предварительным данным, керамзит пригоден для бетонов конструктивно-теплоизоляционного назначения. Запасы: С₁ – 2079 тыс. м³, С₂ – 4335 тыс. м³ на Государственном балансе не числятся [Шепелев, 1996ф; Жаров, 1999ф].

Месторождение Горловское (П-8-43) расположено в 10 км к северо-западу от г. Южно-Сахалинск. Полезным ископаемым являются аргиллиты верхнебыковской подсвиты, слагающие однородную толщу мощностью до 100 м. Залегание моноклиналиное, углы падения – 10–50°. Глинистое сырье высокопластичное, легкоплавкое, полукислородное, низкодисперсное с низким и средним содержанием крупнозернистых включений, с высоким содержанием красящих окислов. Естественная влажность – 19–28 %, коэффициент вспучивания в естественном состоянии по пластическому способу – 4,1; по сухому способу – 3,1. Добавка опилок (1 %) и спиртово-сульфитной барды повышает коэффициент вспучивания до 5,5–6,5. По объемной массе керамзит соответствует маркам «250–450». В результате полузаводских испытаний получен керамзит марок «450–700», с прочностью 33–73 кгс/см². Показатели до марки «800» включительно соответствуют ГОСТу 9759-76. Аргиллиты пригодны для получения кирпича марок «100–450» (прочность на сжатие – 111,0–181,0 кгс/см²) при оптимальной температуре обжига 1050 °С [Жаров, 2000ф]. Запасы по состоянию на 1.01.2019 г. числятся на Государственном балансе по двум участкам (тыс. м³): Горловское-1: – А – 2240, В – 3012, С₁ – 340; Горловское-2: В – 1566, С₁ – 10 083. В настоящее время находятся в нераспределенном фонде.

Месторождение Мицулевское (П-8-131) расположено в 17 км к югу от г. Южно-Сахалинск. Представлено аллювиально-пролювиальными глинами. Мощность полезной толщи – 0,4–2,8 м. Глинистое сырье низкодисперсное, с высоким содержанием крупнозернистых включений (до 12 %). Коэффициент вспучивания – 1,3–2,75; объемная масса в куске – более 500–700 кг/м³ [Жаров, 2000ф]. Запасы по состоянию на 1.01.2019 г. (тыс. м³) по категориям: В – 242, С₁ – 388, С₂ – 39. Не разрабатывается.

Обломочные породы

Месторождения данной группы повсеместно распространены на территории островной суши листа.

Песчано-гравийный материал. *Месторождение Путинское (П-8-51)* расположено в 15 км к северо-западу от г. Южно-Сахалинск. Представлено слабо литифицированными гравелитами и мелкогалечными конгломератами маруямской свиты. Мощность пласта – 50–55 м. Падение крутое (70–90°). Продуктивная толща содержит 20–40 % грубозернистых песков, 60–70 % гравия, от 1 до 42 % галек, 4–6 % глинистых и илистых частиц. Средняя насыпная плотность смеси – 1580–1660 кг/м³; дробимость гравия в цилиндре – 7,7–14,5 % (марки «Др12–Др16»); морозостойкость гравия после насыщения в сернокислом натрии соответствует марке «F15». Песчано-гравийная смесь может быть использована для покрытий автодорог, как балластный материал для отсыпки строительных площадок и устройства оснований временных сооружений. Запасы на 1.01.2019 г. (тыс. м³) по категориям: В – 53, С₁ – 19. Месторождение разрабатывается, добыча в 2018 г. составила 8 тыс. т [Жаров, 2000ф; Лапшин, 2005ф].

Месторождение Троицкое (Троицкое Восточное) (П-8-64) расположено в 2,5 км к западу от пос. Троицкое. Состоит из двух участков: Восточного, пригодного для производства песчано-гравийной смеси, и Западного, преимущественно состоящего из песков. Песчано-гравийная смесь представляет собой пластообразную залежь мощностью 1–19,6 м [Жаров, 1999ф; Лапшин, 2005ф]. Гравий обладает высокой степенью истираемости и малым коэффициентом морозостойкости. Гравий пригоден в качестве наполнителя для производства бетона марок «75–100». Запасы (тыс. м³) по категориям: А₂ – 29, В – 142, С₁ – 38 на Государственном балансе не числятся.

Месторождение Успенское (П-8-75) расположено в 1 км к северу от пос. Успенское. Представлено пластом уплотненных песчано-гравийных отложений верхнемаруямской подсвиты мощностью до 50 м. Содержание гравия в смеси – от 3,2 до 38,3 %, глинистых и пылеватых частиц – 6,3–15,7 %. Гравий по дробимости марки ДР-16, неморозостойкий. Запасы на 1.01.2019 г. категории С₁ – 1557 тыс. м³ [Шепелев, 1996ф; Жаров, 2000ф].

Месторождение I-е Ильинское (Углезаводское) (П-8-99) расположено на южной окраине пос. Углезаводск. Приурочено к аллювиальным отложениям 5–8-метровой надпойменной террасы р. Найба. Мощность – от 2,6 до 8,5 м. Содержание гравия в смеси – 67 % [Жаров, 1999ф]. Количество пылеватых и глинистых включений – 1,0–7,0 %, органических включений – более нормы.

Гравий не морозостойкий. Прямые испытания гравия показали возможность применения для изготовления бетона марок «75–100». Запасы по категориям (тыс. м³): С₁ – 1304, С₂ – 408 на Государственном балансе не числятся.

Месторождение Сокол-II (II-8-103) расположено в 3 км к югу от пос. Сокол. Представлено аллювиально-пролювиальными гравийными галечниками. Потери в массе после пяти циклов насыщения в Na₂SO₄ в фракциях: 80–150 мм – 1,03 %, 40–80 мм – 2,4 %, 20–40 мм – 2,1 %, 10–20 мм – 2,3 %, 5–10 мм – 2,7 %. Марка морозостойкости всех фракций не ниже «F50». Прогнозные ресурсы – 4 млн м³ на Государственном балансе не числятся [Жаров, 2000ф; Лапшин, 2005ф].

Месторождение Таранайское (III-8-16) расположено в 5 км к югу от устья р. Таранай. Представлено пластом песков с рассеянными гальками и гравием на морской террасе с уровнем 5–10 м. Протяженность – до 9 км, мощность – 3,2–7,3 м. Количество крупнозернистых включений – 5–60 %, пылеватых и глинистых частиц – до 20 %, органических примесей – выше нормы. Песчано-гравийные смеси в природном виде не соответствуют требованиям стандартов [Жаров, 2000ф; Лапшин, 2005ф]. Пригодны для неотчетственных видов строительства. Прогнозные ресурсы – 5 млн м³.

Месторождение Участок 15–16 км (II-8-137) расположено у автодороги Южно-Сахалинск–Невельск, в 15 км к западу от пос. Огоньки. Площадь – 0,9 км². На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы песчано-гравийной смеси категории С₁ – 12 тыс. м³. Сведения по предварительно оцененным месторождениям приведены в табл. 4.

Таблица 4

**Характеристика предварительно оцененных месторождений
песчано-гравийного материала**

Наименование месторождения, номер на карте	Местоположение и характеристика месторождения	Запасы, ресурсы, тыс. м ³
Ильинское Южное (Ильинское III), I-8-34	Пляжевые песчано-гравийные отложения. Мощность выше уровня грунтовых вод 1,2–1,6 м	P – 300
II-е Ильинское, I-8-35	Современные аллювиальные гравийно-галечные отложения мощностью 4 м	C ₂ – 43
Большой Такой, II-8-108	Современные аллювиальные отложения на левобережье р. Бол. Такой. Залежь длиной 590 м, шириной 70 м, мощность 0,5–4,5 м	C ₂ – 120, P – 150
Березняковское, II-8-109	Линзообразная залежь гравийно-галечных аллювиально-пролювиальных отложений мощностью 2 м	P – 2000
Большой Такой II, II-8-110	Правобережье р. Бол. Такой. Аллювиальные гравийно-галечные отложения мощностью до 1,5 м	P – 140
Ключевское, II-8-114	Аллювиальные гравийно-галечники на площади 1,1 га	C ₁ – 16
Ново-Александровское, участок 3, II-8-115	Современные аллювиальные песчано-гравийные отложения мощностью 6 м, длина залежи 5,7 км, ширина 0,5–3,5 км	C ₁ – 1960

Наименование месторождения, номер на карте	Местоположение и характеристика месторождения	Запасы, ресурсы, тыс. м ³
Чиксановское, П-8-116	Современные аллювиально-пролювиальные отложения мощностью 1,5 м, площадь 1 га	C ₁ – 14
Ново-Александровское, участок 2, П-8-118	Современные аллювиальные песчано-гравийно-галечные отложения мощностью 0,6–2,2 м	C ₁ – 90
Луговское, П-8-119	Аллювиальная залежь песчано-гравийно-валунной смеси мощностью 2,9–3,5 м	C ₁ – 407
Южно-Сахалинское, П-8-120	Песчано-гравийно-галечные отложения мощностью 0,9–1,5 м	C ₂ – 2
Сусунайское, П-8-122	Гравийно-галечные отложения мощностью 0,8–3,0 м	C ₁ – 237
Еланьское (Осаевское), П-8-124	Аллювиальные отложения р. Сусуя. Гравийные галечники с песком и редкими валунами	C ₁ – 528
Хомутовское, П-8-125	Аллювиальные гравийно-галечные отложения мощностью до 5 м	C ₁ – 69
Воскресенское, П-8-134	Аллювиальные отложения р. Лютога. Залежь гравия с примесью песка мощностью 1,2 м	C ₂ – 14,4

Щебень (яшма). Месторождение *Пригородное* (П-8-4) расположено в 5 км к востоку от пос. Пригородное. Выделено два участка: Западный и Кварцитовый конус. Полезным ископаемым являются два крутопадающих (50–80°) пласта яшм мощностью 130–180 м в образованиях юнонской толщи. Физико-механические свойства: плотность – 2,53–2,90 г/см³ (средняя 2,05–2,66 г/см³), водопоглощение – 0,38–4,50 %, пористость – 0,7–17,0, по прочности на одноосное сжатие марки «600–1200». Испытаниями установлена пригодность щебня для получения бетонов марок «М300», «F300», «W8» [Жаров, 1999ф]. В качестве сырья для стекольной промышленности из-за значительной примеси темноцветных минералов яшмы признаны непригодными [Полезные, 2001]. Запасы (тыс. м³) числятся на Государственном балансе и на 1.01.2019 г. составляют по участкам: Кварцитовый конус: В – 214, C₁ – 91, C₂ – 2012; Западный: C₁ – 2984, C₂ – 7629.

На Тонино-Анивском полуострове выявлено четыре месторождения яшм: *Дорожное* (П-9-7), *Ягодное* (П-9-11), *Суловское* (П-9-10), *Островское* (П-9-21). Представлены они олистолитами площадью (от 50 × 150 м до 300 × 1000 м) в утесинской толще [Жаров, 1999ф]. Породы массивные содержат прожилки и включения карбонатов. Физико-механические свойства: удельный вес – 2,68–2,77 г/см³; объемный вес – 2,52–2,63 т/м³; пористость – 0,70–5,48 %, водопоглощение – 0,30–2,48 %, потери при прокаливании 0,20 %, дробимость «ДР 12», временное сопротивление сжатию – 1410 т/см², износ в барабане Деваля – 2 %, коэффициент истирания на круге Дорри – 19; по морозостойкости отвечают марке «F150»; морозостойкость в щебне – «F50–200»; потери в весе после 15 циклов насыщения в серноокислом натрии – 4,80 %. Яшмы пригодны для производства строительного бетона. Запасы на Государственном балансе по Суловскому месторождению – 2 млн м³, по Ягодному месторождению – около 1700 тыс. м³.

Песок строительный. *Месторождение Ильинское (I-8-33)* расположено к югу от пос. Ильинское, пространственно совпадает с месторождением песчано-гравийной смеси. Приурочено к пляжу шириной до 100 м. Мощность залежей песка, чередующихся с песчано-гравийными и гравийно-галечными линзами – 1,2–1,6 м. Пески мелко-среднезернистые, модуль крупности – 2,3–2,6, содержание зерен кварца – до 68 %. Пески используются для приготовления бетонов, строительных растворов, как балластный материал при дорожном строительстве. На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы категории C_1 – 12 тыс. м³. Месторождение разрабатывается, добыча в 2018 г. составила 55 тыс. м³.

Месторождение Взморье-Стародубское (I-8-38) расположено в пределах пляжа и первой морской террасы на берегу Охотского моря от пос. Взморье на севере до пос. Стародубское на юге. Средняя ширина пляжа – 80 м, протяженность – около 50 км. Мощность песков – 1,3–3,5 м на пляже и 4,8 м на террасе. Пески от средне- до крупнозернистых, в северной части месторождения мелкозернистые. Химический состав: SiO_2 – 80 %, Al_2O_3 – 7,8 %, Fe_2O_3 – 2,4 %, SO_3 – 0,72 %. Объемная масса – 1,61 г/см³. Месторождение разрабатывается, его северная часть практически полностью отработана. На Государственном балансе по состоянию на 1.01.2019 г. числятся остаточные запасы категории C_1 по участкам: Карьер Дудино – 7 тыс. м³; Стародубский Южный – 60 тыс. м³. Прогнозные ресурсы категории Р месторождения оцениваются в 7800 тыс. м³ [Лапшин, 2005ф].

Месторождение Покровское (I-8-45) расположено в 14 км к западу от г. Долинск. Приурочено к аллювиальным отложениям долины р. Найба. Протяженность пластовой залежи – 8 км, мощность – 11 м. Пески тонкозернистые. Истинная плотность – 2,75 г/см³, насыпная 1,36 г/см³. Примеси глины составляют 8,8 %. Месторождение разрабатывалось строительными организациями. Запасы категории C_2 – 1250 тыс. м³ на Государственном балансе не числятся.

Месторождение Пионерское (II-8-100) расположено в 23 км к северу от г. Холмск. Включает морской пляж шириной 35–60 м, береговые валы и эоловые дюны протяженностью 150–700 м. Мощность песков до уровня грунтовых вод – 0,5–15 м. Набухаемость – 1–14 %. Минералогический состав (%): кварц – 47, микрокварциты – 45, полевой шпат – 1, эпидот – 4, прочие компоненты – 2–3. Пески могут использоваться в качестве мелкого заполнителя бетона, приготовления строительных растворов, балластировки полотна железнодорожных путей и для производства силикатного кирпича марок «150–200». Запасы Государственного баланса по состоянию на 1.01.2019 г. (тыс. м³) по категориям: А – 1244, В – 4891, C_1 – 11 992, А + В + C_1 – 18 127. Месторождение разрабатывается на уч. Дюны, добыча в 2017 г. составила 16 тыс. м³.

Месторождение Охотское (II-9-14) расположено на побережье залива Мордвинова. Приурочено к отложениям пляжа и первой морской террасы. Протяженность – 11,5 км, ширина 150–400 м, мощность – до 3 м. Содержание глинистых и пылеватых частиц – до 2 %. Модуль крупности изменяется от 1,0 до 3,5. Морозостойкость марки «Мрз 25». Пески пригодны для получения тяжелых бетонов марок «200–300», асфальтобетонов, для приготовления строительных растворов, в качестве балластного материала в дорожном стро-

ительстве [Жаров, 2000ф; Лапшин, 2005ф]. Запасы по состоянию на 1.01.2019 г. (тыс. м³) по категориям: А – 207, В – 1321; С₁ – 6592; С₂ – 51; забалансовые – 10 155. Добыча в 2018 г. составила 82 тыс. т, она велась на уч. Охотское, остаточные запасы на котором категории С₁ – 6003 тыс. т. Оставшиеся запасы находятся в Нераспределенном фонде недр по участкам: Орлиный, Мальки, Мальки 1, Морж и в охранных целиках.

Месторождение Успенско-Троицкое (II-8-74) расположено в окрестностях поселков Троицкое и Успенское. Представлено пластообразными залежами мощностью от 9,0 до 22,0 м песков маруямской свиты. Пески имеют модуль крупности 1,8–3,7, содержат фракцию менее 0,14 мм в количестве 3,3–22,4 %, пылеватых и глинистых частиц – 14 %. Рекомендуются для неответственных видов строительства из-за высокого содержания глинистых частиц и органических примесей. Запасы локализованы в нескольких участках. Запасы на 1.01.2019 г. числятся на Государственном балансе по участкам и категориям (тыс. м³): Троицкий, С₁ – 3186, С₂ – 2712; Болотный, С₁ – 5052; Успенский-Южный, С₁ – 796; Успенский-2, – С₂ – 502. Добыча в 2018 г. велась на участках Троицкий – 240 тыс. м³ и Успенский-2 – 138 тыс. м³.

Месторождение Золоторыбное (II-8-141) расположено в 7 км на юго-запад от г. Анива. Пески морские пляжевые голоценовые. Мощность – 6–10 м. Протяженность – 6,5 км, средняя ширина – 250 м. Пески мелко-тонкозернистые пылеватые. Используются для неответственных строительных работ. Утвержденные запасы по участкам Черный-1 и Машково-2 выработаны. Прогнозные ресурсы – 5000 тыс. м³ [Лапшин, 2005ф; Высочин, 2008ф; 2010ф].

Месторождение Горнозаводское (III-7-51) расположено в 8 км на юг от г. Невельск в районе мыса Лопатина. Пески морского месторождения слагают пляж шириной 30 м и уступ террасы шириной 15–30 м, мощность – до 4,7 м. Пески мелкозернистые пригодны для неответственных видов строительных работ [Высочин, 2008ф; 2011ф]. Государственным балансом на 1.01.2019 г. учтены запасы по категории С₁ – 269 тыс. м³. Добыча на уч. Приустьевой в 2018 г. составила 21 тыс. т.

Сведения по остальным месторождениям песков приведены в табл. 5

Таблица 5

Характеристика месторождений строительных песков

Наименование месторождения и номер на карте	Местоположение и характеристика месторождения	Запасы, ресурсы, тыс. м ³
Анивское, II-8-138	Пески морские пляжевые голоценовые. Мощность 6–10 м. Протяженность 2,5 км	С ₁ – 2784
Жуковское, II-9-9	Пляжевые отложения	Р – 520
Долинковское, II-9-10	Крупнозернистые пески прибрежного вала: ширина 100 м, длина 1 км, высота 3 м	Р – 300
Пригородное (Корсаковское, Мерейское), III-8-15	Пески морские пляжевые. Мощность 1,75 м. Протяженность 1,04 км, ширина 20–40 м	Р – 55
Муравьевское (Выселковское), III-9-48	Пески морские пляжевые голоценовые. Протяженность до 10 км, ширина 10–200 м, мощность до 8,3 м	Р – 1000

Наименование месторождения и номер на карте	Местоположение и характеристика месторождения	Запасы, ресурсы, тыс. м ³
Новиковское, III-9-52	Протяженность 1,5–2 км, ширина 100–200 м, мощность 1–3,5 м	P – 400
Южное (Три Камня), III-9-53	Залежь морских песков, образующая береговой вал длиной 1,5 км, шириной 60 м, высотой 2–3 м	P – 150

Песчаник. *Месторождение Невельское (II-7-3)* расположено в 8 км к северо-востоку от г. Невельск. Приурочено к отложениям холмской свиты. Площадь месторождения 0,5 км². Песчаники туфогенные. Плотность – 2,3–2,4 г/см³, пористость – 7–20 %, прочность на сжатие в сухом состоянии – 900–1000 кг/см², в водонасыщенном – 230–560 кг/см². Морозостойкость марки «F25». Может применяться в бутовой кладке в сухом грунте. Ресурсы – 2 млн м³ [Лапшин, 2005ф].

Месторождение Петропавловское, участок Артек (II-8-81) расположено в правом борту р. Лютога, в 8 км к северо-западу от г. Анива. Полезное ископаемое – скальный грунт, представленный песчаниками, туфопесчаниками холмской свиты и сопутствующими им туфоалевролитами и аргиллитами. Используется для ремонта дорожных обочин, сооружения насыпей. Месторождение разрабатывается, добыча в 2018 г. составила 14 тыс. м³. На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы скального грунта категорий C₁ – 508 тыс. м³ и C₂ – 1076 тыс. м³.

Т а б л и ц а 6

Характеристика месторождений песчаников

Наименование месторождения и номер на карте	Характеристика месторождения	Запасы, ресурсы, тыс. м ³
Владимировское, II-8-52	Песчаники туфогенные и алевролиты холмской свиты	C ₁ – 2934
Зыряновское, II-8-65	Песчаники туфогенные и туффиты аракайской свиты, образующие узкие горные гряды	P – 22 000
Совиное, II-8-76	Аналогично месторождению Зыряновское	P – 14 000
Ловецкое, II-7-5	Туфопесчаники и туфоалевролиты холмской свиты	P – 7700
Антоновское, II-7-6	Туфопесчаники и туфоалевролиты холмской свиты	P – 18 200
Синегорское, II-8-28	Пласт карбонатных песчаников позднемелового возраста мощностью 11,3 м, протяженностью 410 м	C ₁ – 33
Разъезд 11-й км, II-8-34	Мелкозернистый песчаник мощностью 2,5 м	C ₁ – 9
Участок Пригородный, III-8-3	Песчаники и кремнистые алевролиты холмской свиты. Низкие прочностные свойства	C ₁ – 951, C ₂ – 944

Месторождение Колхозное (III-7-2) расположено в 7 км восточнее г. Невельск. Полезное ископаемое представлено песчаниками нижней части невеличской свиты, а также алевролитами и их туфогенными разностями.

Породы в сводовой части Южно-Невельской антиклинальной складки залегают практически горизонтально. Ввиду низкой морозостойкости, предназначены для неотчетственных видов строительных работ [Высочин, 2008ф]. На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы категорий: C_1 – 400 тыс. м³ и C_2 – 393 тыс. м³. Разрабатывается, в 2018 г. добыто 14 тыс. м³.

Сведения по остальным месторождениям песчаников приведены в табл. 6.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Данная группа месторождений кварцитов, метаморфических сланцев, красочных глин, глауконитов широко распространена на о. Сахалин.

Кварциты представлены тремя месторождениями. *Месторождение Лиственичное* (II-8-67) расположено в 16 км к юго-востоку от г. Южно-Сахалинск. На месторождении выделено четыре участка: Западный, Центральный, Змеевка, Лысая Гора. Полезным ископаемым являются кварциты и кристаллические сланцы, залегающие в виде трех крутопадающих пластов мощностью от 20 до 120 м. Углы падения 35–60°. Физико-механические показатели: объемная масса – 2,4–2,68 г/см³, плотность – 2,69–2,72 г/см³, водопоглощение – 0,17–3,8 %, предел прочности на сжатие в сухом состоянии – 500–1649 кгс/см², в водонасыщенном – 169–740 кгс/см², коэффициент размягчения – 0,77; объемная насыпная масса щебня – 1340 кг/м³, марки щебня по дробимости «600–1200», истираемость щебня в полочном барабане 4,0–24,0% (марка Н-1), морозостойкость в сернокислом натрии марок от «Мрз 25» до «Мрз 300», при естественном замораживании не ниже «F25» [Жаров, 1999ф]. Кварциты пригодны для получения тяжелых бетонов марок «200–400». Запасы по состоянию на 1.01.2019 г. (тыс. м³) по участкам составляют: Западный, C_1 – 3410; Центральный, C_1 – 1201, C_2 – 2548; Змеевка, В – 405, C_1 – 5969; Лысая Гора, В – 60, C_1 – 603, C_2 – 587. Месторождение разрабатывается (участки Западный и Змеевка). Добыча в 2018 г. составила 450 тыс. м³.

Месторождение Буреинское (II-8-53) расположено в 12 км к северо-востоку от г. Южно-Сахалинск. Приурочено к образованиям зеленосланцевого металитона сусунайского полифациального метаморфического комплекса, насыщенного линзами (5–40 м) кварцитов [Жаров, 2000]. Физико-механические свойства кварцитов: средняя плотность – 2,63 г/см³, водопоглощение – 0,85 %, прочность при сжатии в сухом состоянии – 737–1560 кг/см², в водонасыщенном – 490–692 кг/см². Кварциты отвечают техническим условиям ГОСТов 23845-86, 8267-93 и могут использоваться в качестве бутового камня, как крупный заполнитель в бетонах, при строительстве оснований и покрытий автодорог. Помимо кварцитов разрабатываются и вмещающие их кристаллические сланцы. Балансовые запасы на 1.01.2019 г. составляют (тыс. м³) по категориям – кварциты: C_1 – 2203, C_2 – 371; кристаллические сланцы: C_1 – 1218, C_2 – 710. Добыча в 2018 г. составила: кварциты – 20 тыс. м³; кристаллические сланцы – 100 тыс. м³.

Месторождение Майорское (II-8-68) расположено в 23 км к юго-востоку от г. Южно-Сахалинск. Представлено линзами кварцитов в зеленосланцевом

металитоне сусунайского полифациального метаморфического комплекса мощностью до 7 м, протяженностью до 3 км. Оцененные запасы по категориям В + С₁ – 277 тыс. м³ на Государственном балансе не числятся.

Сланцы метаморфические представлены восемью месторождениями. *Месторождение Стародубское (I-8-26)* расположено в 3,5 км южнее пос. Стародубское. Представлено метаморфическими сланцами. Разрабатывалось как придорожный карьер. Запасы – 450 тыс. м³ не утверждались. В настоящее время не разрабатывается.

Месторождение Орское (II-8-8) расположено в 6,5 км к юго-востоку от г. Долинск. Представлено зелеными пара- и ортосланцами, залегающими в виде двух крупных изометричных тектонических блоков. Удельный вес – 2,95 г/см³, пористость – 4,2–6,1 %, морозостойкость – «F10»–«F15», у ортосланцев до «F100» [Высочин, 2008ф]. Запасы на 1.01.2019 г. категории С₁ – 500 тыс. м³. Разрабатывается. Добыча в 2018 г. составила 61 тыс. м³.

Месторождение Сусунайское (II-8-32) расположено в 8,5 км к северо-востоку от пос. Новоалександровск. Приурочено к образованиям зеленосланцевого металитона сусунайского полифациального метаморфического комплекса. На Государственный баланс в 2018 г. поставлены запасы (тыс. м³) категорий: С₁ – 8534, С₂ – 32 402.

Месторождение Красносельское (Ново-Александровское) (II-8-45) расположено в 6 км восточнее пос. Ново-Александровск. Представлено метаморфическими сланцами. Разрабатывалось с 1988 г. для нужд дорожного строительства. В настоящее время разработка возобновлена. Проведена доразведка месторождения. На Государственном балансе на 1.01.2019 г. числятся запасы категорий: С₁ – 8534 и С₂ – 16 587 тыс. м³.

Месторождение Луговское (II-8-56) расположено в 7 км к востоку от пос. Луговое. Представлено переслаиванием пластов сланцев и кварцитов мощностью 3–30 м. Углы падения – 20–45°. Физико-механические свойства: средняя плотность – 2,64 г/см³, водопоглощение – 0,51 %, прочность на сжатие – 420–470 кгс/см². Щебень имеет потери в массе при дробимости в цилиндре 15,1–19,2 % (марка «400–600»), марка морозостойкости «F15–F50». Запасы сланцев на 1.01.2019 г. по категории С₂ – 3255 тыс. м³. Месторождение эксплуатируется, добыча в 2018 г. составила 216 тыс. м³. Щебень используется для отсыпки дорог и площадок.

Месторождение Уюновское (II-8-58) расположено в 4 км к северо-востоку от г. Южно-Сахалинск. Представлено зелеными сланцами, которые использовались в дорожном строительстве. Месторождение полностью отработано.

Месторождение Южно-Сахалинское II (II-8-63) расположено в 4 км юго-восточнее г. Южно-Сахалинск. Представлено метаморфическими сланцами мощностью 200 м. Прогнозные ресурсы – 2,4 млн м³. Не эксплуатируется.

Месторождение Чапаевское (II-8-77) расположено в 36 км к юго-востоку от г. Южно-Сахалинск на фланге отработанного месторождения известняков. Представлено сланцами амфиболовыми, эпидот-кварцевыми, кварц-альбит-эпидотовыми. Мощность сланцев – 10–100 м. Пригодны в автодорожном строительстве в качестве крупного наполнителя асфальтобетонов. Месторождение

рождение эксплуатируется, добыча в 2016 г. составила 244 тыс. м³. Запасы сланцев (тыс. м³) на 1.01.2019 г. по категориям: В – 3722, С₁ – 8371, С₂ – 4791.

Глины красочные представлены месторождением и проявлением. Месторождение *Дальнинское* (II-8-121) расположено в 6 км к северо-западу от г. Южно-Сахалинск. Полезным ископаемым являются прослой (0,16–0,27 м) аллювиальных желтых глин, локализованных на глубине 1–6 м от поверхности. Содержание окислов железа – 2,39–8,37 %, водорастворимых солей – 0,030–0,183 %. По химическому составу глины пригодны для производства глино-известковых фасадных и клеевых красок для внутренних работ [Жаров, 2000ф]. Запасы минеральных красок по категориям А + В – 4,514 тыс. т.

Проявление Сокольское (II-8-104) расположено в 2 км к востоку от пос. Южный Сокол. Приурочено к коре выветривания по амфиболитам сусунайского полифациального метаморфического комплекса. В естественном состоянии может использоваться как сырье для производства охры марки 0–4. Пигменты из прокаленной горной породы могут использоваться в густотертых красках, декоративных бетонах, клеевых и силикатных красках. Прогнозные ресурсы (тыс. м³) по категориям: Р₁ – 2243, Р₂ – 7509,5 [Шепелев, 1996ф].

Глауконит. *Месторождение в верховьях р. Шаха* (II-9-8) расположено южнее оз. Тунайча. Представлено горизонтом мощностью 25–50 м глауконитовых песчаников тунайчинской свиты. Протяженность – 300 м. Содержание глауконита – от 1 до 50 %. Ресурсы категории Р₁ составляют 2,5 млн м³ [Жаров, 2000ф].

Проявление Рогулинское (II-5-12) расположено в 12 км юго-западнее пос. Быков. Пласты глауконитовых песчаников мощностью 3,0 и 4,2 м приурочены к нижней части разреза аракайской свиты. Содержание глауконита в песчаниках – 15–20 %. Прогнозные ресурсы глауконитовых песчаников оцениваются в 3–5 млн т [Шепелев, 1996ф]. Песчаники могут использоваться для производства калийных удобрений.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

Месторождения данной группы широко распространены на островной суше.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ВОДЫ

Йодно-бромные. На территории Южного Сахалина в пределах листа L-54 из промышленных вод интерес представляют только воды, содержащие йод, бром и бор в концентрациях (мг/дм³): йод > 10, бром > 250, бор > 50 [Полезные, 2001].

Наличие таких вод установлено в скважинах глубокого поискового бурения на нефть на большинстве площадей в зоне влияния Центрально-Сахалинского и Западно-Сахалинского разломов. Воды залегают в интервале

глубин 700–3500 м. Воды от слабо- до сильносолоноватых, хлоридные, натриевые. Содержания (мг/дм³): йод – 6–30, бром – 13–64, бор – 25–450. Дебиты – от 8 до 250 м³/сут. Йодно-бромные воды в этом районе ассоциируют с термальными водами.

Наиболее детально изучена *Северо-Поярковская* (I-8-23) площадь в Сусунайском бассейне напорных вод, где содержание йода при общей минерализации 11,8 г/дм³, составляет 23,5 мг/дм³ брома – 39 мг/дм³, бора – 45,5 мг/дм³, при дебите 67 м³/сут.

Минеральные лечебные воды. *Месторождение мышьяковистых вод Синегорское* (II-8-35) находится в 11 км к юго-востоку от пос. Синегорск. Приурочено к водоносной зоне Центрально-Сахалинского разлома. Воды трещинно-жильные, напорные, гидрокарбонатно-хлоридные, натриевые, йодные, мышьяковистые [Евсеев, 2006ф]. Глубина залегания – 760–1130 м. Дебит – до 201 л/с. Минерализация – 3,4 г/дм³. Запасы по категориям В + С₁ – 71,4 м³/сут. Высокомышьяковистые воды используются в бальнеологии для наружного применения.

В среднем течении р. Амур в поле развития верхней подсвиты невеличской свиты отмечен *Амурский азотно-метановый источник* (III-7-8). Вода слабо-минерализованная, гидрокарбонатно-хлоридная, натриевая, щелочная. Дебит – до 0,5 л/с. Температура воды 20–26 °С. Практического значения не имеет.

Группа источников сульфидных (сероводородных) вод (I-7-6, I-8-14, I-8-25, II-8-2, II-8-33, II-8-40, II-8-50, II-8-54, II-8-59, II-8-61, II-8-66, III-7-5) выявлена на западном побережье Сахалина в поле развития аракайской, холмской, невеличской и чеховской свит и приурочена к зонам тектонических нарушений [Евсеев, 2006ф; Полезные, 2001; Жаров, 1999ф]. Наибольший интерес из них представляют Чеховские, Холмские и Невельские источники с дебитами от 0,1 до 3,5 л/с и содержанием сероводорода до 11,7 мг/дм³. До 1945 г. многие из источников эксплуатировались, на их базе функционировали бальнеолечебницы. Местное население использует воды многих источников в качестве лечебно-питьевых.

Месторождение йодных, хлоридных, натриевых вод Анивское (Мандаринковское) (II-8-86) расположено в 1,4 км юго-восточнее пос. Огоньки на правом берегу р. Лютога. Глубина залегания вод – 500 м. Водовмещающей является невеличская свита. Воды трещинно-жильные, напорные, хлоридные, натриевые, йодные, бромные. Минерализация – 9,4 г/дм³. Запасы по категории В – 9,5 м³/сут [Прядко, 1977ф]. Минеральные воды Анивского участка хлоридно-натриевые среднеминерализованные (8,6–10 г/дм³), холодные содержат активные йод (10,7–17,5 мг/дм³), метаборную кислоту (228–308 мг/дм³), бром (12,1–22,1 мг/дм³), рН = 6,9–7,9. Содержание вредных и токсичных элементов ниже предельно-допустимых концентраций для питьевых вод. Воды месторождения использовались как лечебно-столовые для бутылочного розлива. Рекомендуются для лечения хронических желудочных заболеваний и заболеваний щитовидной железы. В настоящее время розлив не осуществляется.

Месторождение гидрокарбонатно-натриевых борных вод Чапаевское (II-8-80) находится в 1 км к востоку от пос. Чапаево. Месторождение приуро-

чено к зоне сочленения тектонических нарушений субмеридионального и субширотного простираения и сложено алевролитами с прослоями песчаников холмской свиты.

Минеральная вода хлоридно-гидрокарбонатно-натриевая (2,0–3,0 г/дм³), слабощелочная (рН – 8,5). Характерной особенностью микрокомпонентного состава является высокое содержание бора (0,38–0,43 г/дм³).

Балансовые запасы месторождения составляют по категориям: В – 100 м³/сут, по С₂ – 820 м³/сут.

Месторождение эксплуатируется с 1990 г. Уровень добычи – до 6 тыс. м³/год, в том числе для розлива – 3 тыс. м³/год и сброса некондиционных минеральных вод – 3 тыс. м³/год.

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Температура воды в недрах Сахалина обусловлена и контролируется в основном величиной геотермического градиента, который составляет в среднем, 3,3 °С на 100 м и, соответственно, высокотемпературные воды вскрываются только глубокими скважинами при нефтепоисковых работах. Максимальные температуры до 80 °С фиксировались на глубинах около 3 км. Небольшие дебиты подземных вод (первые м³) и их высокая минерализация (до 30 г/дм³) обусловили их низкие перспективы использования в качестве теплоносителя. Единственная скважина, заинтересовавшая исследователей как возможный источник теплоснабжения – *Северо-Поярковская* (I-8-23), расположенная в 15 км северо-западнее г. Долинск, имела максимальные значения температуры 60 °С на изливе с интервала испытаний 565–589 м при дебите 69 м³/сут в течение короткого времени.

ПИТЬЕВЫЕ ВОДЫ

Все значительные месторождения пресных вод приурочены к речным долинам или артезианским бассейнам наложенных неоген-четвертичных впадин (Сусунайская, Муравьевская). Небольшие водозаборы и одиночные скважины иногда дренируют и воды из трещинных коллекторов гидрогеологических массивов.

Самым крупным месторождением питьевых подземных вод является *Южно-Сахалинское* (II-8-113). Оно приурочено к Сусунайской наложенной впадине, в гидрогеологическом отношении являющейся артезианским бассейном. Границы месторождения достаточно условны: на севере она проводится по линии водораздела между бассейнами Анивского залива и южной части залива Терпения, с востока и с запада – по предгорьям окружающих впадину хребтов, являющихся областью питания месторождения, южная условно проводится по широте окончания Сусунайского хребта, одного из главных источников пополнения ресурсов месторождения. Месторождение эксплуатируется многими водозаборами, осуществляющими водоснабжение г. Южно-Сахалинск и его пригородов (самым крупным из которых является Луговской) с утвержденными запасами 50 тыс. м³/сут [Фурман, 2002ф],

а также водозаборы: Отдаленный (7,5 тыс. м³/сут), Березовая роща (7,0 тыс. м³/сут.), 41-й км (10 тыс. м³/сут) и др., включающие более мелкие водозаборы и десятки одиночных скважин. Для целей водоснабжения южных районов города разведан уч. Южный с утвержденными запасами 20 тыс. м³/сут [Прядко, 2010ф]. Всего на Государственном балансе по Южно-Сахалинскому месторождению на 1.01.2019 г. числятся запасы подземных вод в объеме 130 тыс. м³/сут. Суточный отбор по Южно-Сахалинску составляет около 80 тыс. м³/сут. Несмотря на видимую избыточную обеспеченность запасами, южная часть города Южно-Сахалинск, наиболее активно развивающаяся в последнее время, испытывает существенный дефицит подземных вод для водоснабжения, поскольку водозабор Южный пока только проектируется.

В разрезе четвертичных отложений мощностью 100 м и более месторождения насчитывается до шести горизонтов напорных вод. Литологически толща представлена водоносными гравийно-галечными и песчаными отложениями с глинистыми разделами. Верхний, безнапорный горизонт грунтовых вод объектом разработки для централизованного водоснабжения не является и дренируется неглубокими скважинами на участках частной застройки и в дачных поселках. Воды напорных горизонтов преимущественно гидрокарбонатные, иногда хлоридные, реже сульфатные, имеют смешанный катионный состав.

Другие месторождения подземных вод на территории листа разведаны для водоснабжения городов и поселков и предприятий Южного Сахалина. Как наиболее значимые из них нужно отметить следующие.

Месторождение Правобережное (I-8-32) разведано для водоснабжения пос. Ильинское в пределах поймы и низких террас р. Ильинка. В связи со строительством ГРЭС-2 и в районе поселка возросшей потребностью в пресных подземных водах проведена переоценка запасов подземных вод [Трошкин, 2013ф], которые составили 7,0 тыс. м³/сут. Водоносным является горизонт, объединяющий в себя нижний водонасыщенный слой аллювиальных отложений современного возраста и зону экзогенной трещиноватости холмской свиты. Мощность аллювиальных отложений р. Ильинка достигает 20 м. Общая мощность эксплуатируемого водоносного горизонта – 36 м.

Месторождение Чеховское (I-8-41) разведано для водоснабжения с. Чехов и расположено в 5 км восточнее, на правобережной пойменной террасе р. Чеховка. Водоносный горизонт сложен гравийными галечниками с супесчаным, редко суглинистым заполнителем. По составу воды хлоридно-гидрокарбонатные, кальциево-натриевые. Утвержденные запасы – 6,0 тыс. м³/сут. Месторождение готовится к эксплуатации [Прядко, 2008ф].

Месторождение Найбинское (II-8-96) расположено в долине р. Найба, в 4 км к западу от г. Долинск. Месторождение используется для водоснабжения г. Долинск. Водоносными являются аллювиальные отложения поймы и террас р. Найба. Утвержденные запасы месторождения – 17,0 тыс. м³/сут, но водоотбор в настоящее время не превышает 6,0 тыс. м³/сут. Водоносный горизонт сложен гравийно-галечным материалом с супесчаным заполнителем. Воды гидрокарбонатно-натриевые, напорные [Морозов, 2014ф].

Месторождение Мицулевское (II-8-130) расположено в пос. Мицулевка. Водоотбор – 8,0 тыс. м³/сут. Запасы утверждены ГКЗ в 1977 г. по категориям А + В + С₁ – 24,3 тыс. м³/сут. Эксплуатируется для водоснабжения г. Корсаков с 1987 г. [Морозов, 2014ф].

Месторождение Нижнелютогское (II-8-84) расположено в долине нижнего течения р. Лютога, в 0,5 км к северо-востоку от пос. Огоньки. Разрез водоносного комплекса, представленного переслаиванием трещиноватых песчаников и алевролитов холмской свиты, вскрыт в инт. 25–70 м. Запасы подземных вод по состоянию на 1.01.2019 г. составляют 0,6 тыс. м³/сут по категории В [Павленко, 2016ф].

Месторождение Петропавловское (II-8-133) расположено в 5 км от г. Анива, на левом берегу р. Лютога. Водоносными являются аллювиально-морские четвертичные отложения [Морозов, 2009ф]. Запасы оценены ТКЗ в 2001 г. по категориям В + С₁ – 5 тыс. м³/сут.

Месторождение Нижнесиговское (III-8-1) расположено в 1 км к северо-востоку от с. Таранай, в низовьях небольшой р. Сиговка. Водозабор разведан для обеспечения водой крупного животноводческого комплекса. Выбранный для эксплуатации водоносный комплекс в интервале глубин 83–112 м сложен гравелитистыми песчаниками и гравелитами верхнемаруямской подсвиты и подстилается алевролитами нижнемаруямской подсвиты. Запасы подземных вод определены в объеме 0,6 тыс. м³/сут. По содержанию железа и кремнезема воды требуют дополнительной подготовки [Речкина, 2016ф].

Месторождение Ловецкое (II-7-7) расположено в пос. Придорожное (пригород г. Невельск). Водоотбор составляет 4,5 тыс. м³/сут. Запасы утверждены ТКЗ в 1970 г. по категориям А + В + С₁ – 12 тыс. м³/сут [Прядко, 1970ф]. Эксплуатируется с 1976 г.

Месторождение Мерейское. Участок Центральный (II-8-140) расположен в среднем течении р. Мерея. Запасы оценены в 1971 г. по категориям В + С₁ – 5,52 тыс. м³/сут [Фурман, 1997ф]. Месторождение снабжает водой завод по сжижению природного газа.

Месторождение Озерское (III-9-47) расположено на северной окраине пос. Озерский у оз. Чибисанское. Водоносны четвертичные гравийно-галечные отложения и подстилающие их трещиноватые туфолавы позднемелового возраста. Утвержденные запасы подземных вод (2007 г.) по категориям В + С₁ – 1918 м³/сут [Трошкин, 2007ф]. Месторождение эксплуатируется с 1967 г.

ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ

Месторождение оз. Изменчивое (II-9-13) расположено на побережье залива Мордвинова между поселками Охотское и Лесное. Дно озера покрыто слоем глинистых илов мощностью до 7,0 м. Верхний слой илов, именуемый *горизонтом черных тонкодисперсных пластичных глинистых илов*, является полезным ископаемым. Преобладающие значения мощности продуктивного горизонта – 2–2,7 м. Площадь развития илов с мощностью более 2,0 м составляет 370,2 га или 75,3 % от общей площади. В краевых частях залежи горизонт достаточно круто выклинивается и фациально переходит в песчани-

стые илы. Содержание водорастворимых солей – до 35 г/дм³, брома – 65–67 мг/дм³. Утвержденные запасы категории А на 1.01.2019 г. – 10 360 тыс. м³. Месторождение относится к 1-й группе сложности с простым геологическим строением продуктивной толщи, с ненарушенным залеганием, характеризующимся устойчивыми мощностью и внутренним строением, выдержанным качеством грязей [Высочин, 2017ф]. Эксплуатируется. Ежегодная добыча не превышает 100 м³, что полностью покрывает потребности лечебных учреждений Сахалинской области.

Месторождение Южно-Сахалинского грязевого вулкана (П-8-39) расположено в 18 км к северо-западу от г. Южно-Сахалинск. Приурочено к зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома. Грязевое поле имеет форму эллипса 80 × 50 м, на котором располагаются до 10 грязевых ванн диаметром 0,2 × 1,5 м и несколько небольших конусов сопочной грязи высотой 1 м. Цвет грязи – светло-серый, влажность – 33,4 %, удельный вес – 1,7 г/см³, глинистый состав – 62,3 %, засоренность – 33,4 %, органических веществ – 0,3 %, сероводорода – 0,007 %, железа – 0,02 %, РН – 7,8; минерализация – 20,8 г/дм³, содержание углекислоты до 4,7 г/дм³. Запасы грязи незначительные – около 2 м³. Месторождение не разрабатывается [Шепелев, 1996ф].

Месторождение Анивское (П-8-139) расположено в 4 км к востоку от г. Анива. Протягивается узкой (100 м) полосой вдоль берега залива Анива на 3,1 км. Полезная толща – иловые осадочные грязи средней мощностью 2,0 м, залегающие под слоем воды. Свойства грязи: удельный вес – 1,8 г/м³, сопротивление сдвигу – 2300 дм/см², влагоемкость – 65,7%, общая минерализация – 6,7 г/дм³. Прогнозные ресурсы – 600 тыс. м³. Месторождение не разрабатывается [Шепелев, 1996ф].

Месторождение грязи эстуария р. Цунай (П-8-135) расположено в устье р. Цунай. Длина залежи – 300 м, ширина – 20 м, площадь – 0,16 га. Глубина залегания под слоем воды – 0,7 м, средняя мощность – 0,3 м, максимальная – 0,5 м. Минерализация – 11,7 мг/дм³, влажность – 45,3 %, удельный вес – 1,5 г/м³, РН – 7,3; сопротивление сдвигу – 3500 дм/см². Содержание сероводорода – 0,12 %, органических веществ – 4,5 %. Прогнозные ресурсы – 2000 м³. Месторождение не разрабатывается [Шепелев, 1996ф].

Месторождение Стародубское (I-8-40) находится в 5 км западнее одноименного поселка в юго-восточной части оз. Лебяжье. Приурочено к осушающимся в отлив мелям, расположенным у протоки, соединяющей озеро с Охотским морем. Площадь залежи – 290 тыс. м², средняя мощность – 0,7 м. Типы грязи – иловая, морская, сульфидная. Влажность – 37,9 %, минерализация – 18,5 г/дм³. Запасы грязи – 173 тыс. м³. Месторождение разрабатывалось до 1974 г., грязь использовалась в лечебных целях [Шепелев, 1996ф].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЭПОХИ МИНЕРАГЕНЕЗА

Формирование рудных объектов связано, как правило, с региональными тектоническими (тектоно-магматическим) циклами, которым соответствуют минерагенические эпохи формирования рудных формаций, определяющих минерагенический профиль территории. В строении территории листа участвуют рудоконтролирующие геологические формации следующих минерагенических эпох: раннемезозойской, позднемезозойской, раннекайнозойской, позднекайнозойской и четвертичной. Районирование объектов полезных ископаемых в пределах листа проведено по двум минерагеническим провинциям: Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской.

Раннемезозойская минерагеническая эпоха проявлена в Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции и связана с щелочно-базальтовым вулканизмом внутриокеанических поднятий и известково-кремнистыми образованиями океанического дна, с которыми связаны медноколчеданные и марганцевые руды.

Позднемезозойская минерагеническая эпоха является одной из самых продуктивных в Сихотэ-Алинской минерагенической провинции. Эпоха определяется позднемеловой тектоно-магматической активизацией и внедрением многофазных позднемеловых–палеогеновых интрузий гранитоидов баппинского и ольгинского комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса, с которыми связано формирование месторождений и проявлений олова, вольфрама, молибдена, полиметаллов. В Хоккайдо-Сахалинской провинции с позднемеловыми отложениями Западной СФЗ могут быть связаны нефтегазоносные объекты, но этот вопрос требует выяснения.

Раннекайнозойская минерагеническая эпоха является продуктивной для благороднометалльной, медной и свинцово-цинковой минерализации в Сихотэ-Алинской минерагенической провинции. Месторождения и проявления полезных ископаемых, сформировавшиеся в эту эпоху, связаны с внедрением интрузий якутинского и верхнеудоминского палеоценовых комплексов и эоценового прибрежного монзонит-гранитового плутонического комплекса. С кедровским комплексом эоцена связано формирование месторождений и проявлений золото-серебряной адуляр-кварцевой рудной формации, перлитов.

На Сахалине раннекайнозойская эпоха проявилась относительно слабым минерагеническим потенциалом.

Позднекайнозойская–эоплейстоценовая минерагеническая эпоха наиболее продуктивна в Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции. С ней связаны месторождения угля, углеводородов, месторождения и проявления рудных и нерудных полезных ископаемых, формирование которых обусловлено активно протекавшими процессами вулканизма и сопутствующих ему процессов метасоматоза, гидротермальной деятельности в пределах Синегорской и Крильонской трансформных сутур. Периодические смены режимов осадконакопления приводили к накоплению то угленосных континентальных и паралических толщ, то обогащенных органическим веществом умеренно глубоководных толщ, которые трактуются как нефтематеринские.

Основные перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Япономорской и Охотской нефтегазоносных провинций связываются с олигоцен-миоценовым этапом нефтегазонакопления.

В Сихотэ-Алинской минерагенической провинции позднекайнозойская–эоплейстоценовая минерагеническая эпоха проявлена слабо. Представлена формациями сизиманского, салибезского, кизинского и совгаванского вулканических комплексов позднего эоцена–квартера. Только с олигоценовыми формациями колчанского вулканогенно-осадочного комплекса и максимовской свиты связана слабая угленосность, формирование проявлений опок и россыпная золотоносность.

С четвертичной минерагенической эпохой связано формирование руд осадочно-механического типа: аллювиальных и прибрежно-морских россыпей золота, ильменита, магнетита и цирконийсодержащих минералов, а также нерудного сырья – поделочных камней в прибрежных зонах Татарского пролива и Охотского моря.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Территория листа L-(53),54 относится к двум минерагеническим провинциям: Сихотэ-Алинской, соответствующей Сихотэ-Алинской СФО на континентальной части листа, и Хоккайдо-Сахалинской, охватывающей о. Сахалин. На акватории листов выделяются две нефтегазоносные провинции (НГП): Япономорская, охватывающая акваторию Татарского пролива и Японского моря, и Охотская НГП на акватории Охотского моря. Минерагения Сихотэ-Алинской провинции довольно разнообразна и представлена как рудными месторождениями и проявлениями золота, серебра, полиметаллов, молибдена, олова, так и нерудным сырьем. Минерагенический профиль Хоккайдо-Сахалинской провинции в пределах листа L-54 определен наличием угленосных бассейнов, редкометалльных рудных районов, а также медноколчеданной минерализацией и, в значительной степени, нерудными полезными ископаемыми.

В Япономорской НГП, охватывающей большую часть акватории листа L-(53),54, выделяются Западно-Сахалинская нефтегазоносная область (НГО) и Южно-Татарская прогнозируемая НГО. Первая включает территорию Западного Сахалина и северо-восточную часть шельфа Татарского пролива, вторая (Южно-Татарская) южную глубоководную часть Татарского пролива и северо-восточную часть Японского моря. Мощность осадочного чехла

в Южно-Татарской ПНГО достигает 7–8 км, область изучена только сейсмо-разведкой.

В Охотскую НГП входит Южно-Сахалинская НГО площадью 58,7 тыс. км², занимающая акваторию заливов Терпения и Анива (47,4 тыс. км²) Охотского моря и участки прилегающей суши.

Сихотэ-Алинская минерагеническая провинция

В Сихотэ-Алинской минерагенической провинции размещение объектов полезных ископаемых обусловлено проявлением многократной тектономагматической деятельности, которая затрагивала ранее сформировавшиеся структуры и приводила к наложению разновозрастного оруденения.

Объекты полезных ископаемых Сихотэ-Алинской провинции в пределах континентальной суши районированы по двум минерагеническим зонам: *Главной Сихотэ-Алинской (Тагэму-Арминской)* (1 Sn,W,Ag/K₂-P) с прогнозируемым рудным районом и *Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной)* (2 Cu,Mo,Au(Ag)/K₂-P) в составе трех рудных районов и пяти рудно-россыпных и рудных узлов (три в статусе прогнозируемых).

В акваториальной части вдоль побережья Татарского пролива протягивается прогнозируемая *Восточно-Приморская россыпная минерагеническая зона* (3 Fe,Ti, TR(Au)/Q) (Иванова и др., 1998; Шельфовая, 2006; Аникеева и др., 2012) с двумя россыпными узлами, представленными россыпными полезными ископаемыми шельфа – золотом и черными металлами с Ti, V и Zr и нерудным сырьем – поделочными камнями. Россыпи располагаются на побережье и дне акватории до глубин моря 45–100 м и принадлежат к трем типам: пляжевому, бенчевому и древних береговых зон.

Главная Сихотэ-Алинская (Тагэму-Арминская) серебряно-вольфрамово-оловорудная минерагеническая зона (1 Sn,W,Ag/K₂-P)

К зоне относится незначительный сегмент исследуемой территории у западной границы листа. При множестве различных видов полезных ископаемых за пределами площади она имеет ярко выраженную оловорудную специализацию.

Основной минерагенической эпохой, определившей профиль зоны в пределах площади, является позднемезозойская, во время которой формировались интрузивно-купольные структуры вулканоплутонических ассоциаций кампанского возраста. Им предшествовало накопление образований молассоидной и вулканогенной формаций на глубоко эродированном основании, сформированном флишоидными формациями раннего мела. Рудоносными являются гомодромные ассоциации диорит-гранитовой формации баппинского комплекса, с которыми парагенетически связаны полиметалл-оловянные и медно-полиметаллические рудопроявления. Рудовмещающие формации для них – терригенная и вулканогенная. Наиболее распространены слабоизученные рудопроявления оловорудной силикатно-сульфидной формации, локали-

зованные в экзо- и эндоконтактных зонах интрузий баппинского комплекса в зоне Оуми-Джаусинского разлома.

В этой минерагенической зоне выделяется *Тагэму-Бикинский потенциальный рудный район (1.1 Sn, W, Au)*, который в основном находится на смежной территории и охватывает лишь незначительную площадь у западной рамки листа L-54.

Восточно-Сихотэ-Алинская (Прибрежная) серебро-золото-молибденово-меднорудная минерагеническая зона (2 Cu, Mo, Au(Ag)/K₂-P)

Зона занимает значительную часть континентальной суши, протягивается широкой полосой вдоль побережья Татарского пролива и пространственно совпадает с одноименной структурно-формационной зоной. Объекты рудной минерализации связаны в основном с позднемеловыми и палеогеновыми вулканоплутоническими ассоциациями, фундаментом для которых в виде тектонических окон являются вулканогенно-флишеидные комплексы раннемелового возраста (кемская свита). Северо-восточная часть зоны в пределах площади отличается низкой поисковой изученностью из-за широкого распространения здесь пострудных покровных вулканитов кузнецовского, сизиманского, кизинского и совгаванского комплексов олигоцен-плейстоценового возраста.

Основными минерагеническими эпохами, определившими профиль зоны в пределах площади, являются позднемезозойская и раннекайнозойская.

Покровные вулканиты позднего мела–эоцена и их субвулканические, экстрезивные и жерловые фации, контролируются системами северо-западных разрывов, которые способствовали формированию вулканоструктур и играли роль рудолокализирующих факторов. Контролирующие их крупные разломы северо-восточного и субмеридионального направлений играли роль рудоконтролирующих факторов. Главными рудоконтролирующими и рудоформирующими факторами являются магматизм окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и связанные с ним структурно-тектонические преобразования.

Рудные узлы с проявлениями золото-кварцевой малосульфидной, вольфрам-молибденовой грейзеновой, молибден-медно-порфировой, серебро-сульфидно-силикатной формаций пространственно и парагенетически, а иногда и генетически связаны с интрузиями диорит-гранитовой, габброгранитовой, монзонит-гранитовой формаций баппинского, якутинского, верхнеудоминского и прибрежного комплексов соответственно.

Одновременно с внедрением магматических расплавов происходило метасоматическое и гидротермальное преобразование вмещающих пород, постоянный привнос в породы рамы металлов (меди, золота, серебра, вольфрама, молибдена, свинца, цинка и др.), в том числе за счет экстракции их из терригенных, метасоматических и магматических пород предшествующих этапов.

Зона перспективна, в первую очередь, на выявление медно-молибденовых месторождений порфировой формации, молибденовых месторождений грейзеновой формации, а также на полиформационное золото-серебряное оруденение.

В Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) минерагенической зоне выделены Верхнесамаргино-Коппинский прогнозируемый молибденово-вольфрамово-меднорудный район (2.1 Cu,W,Mo) с прогнозируемым рудным узлом, Самаргинский медно-золото-серебрянорудный район (2.2 Ag,Au,Cu) с тремя рудными узлами, один из которых прогнозируемый и Кузнецовский золото-серебрянорудный район (2.3 Ag,Au) с прогнозируемым рудным узлом.

Верхнесамаргино-Коппинский прогнозируемый молибденово-вольфрамово-меднорудный район (2.1 Cu,W,Mo) в пределах листа L-54 представлен небольшим фрагментом, так же как и входящий в его состав *Верхнеботчинский прогнозируемый полиметаллически-вольфрамово-молибденоворудный узел (2.1.1 Mo,W,Pb)*, основная часть которого находится на смежной с севера территории, где и было обосновано его выделение. Территория рудного узла сложена вулканитами среднего состава и насыщена небольшими по площади интрузиями мелового и, реже, палеогенового возраста. Южная часть узла перекрыта покровами базальтоидов кизинской и совгаванской свит. На площади узла известно проявление Май (I-4-1) молибдена и вольфрама (южная часть рудного поля), два пункта минерализации меди, по одному пункту минерализации молибдена и меди с молибденом. Рудовмещающей формацией для молибденового и вольфрамового оруденения являются лейкогранит-граниты третьей фазы баппинского комплекса кампанского возраста. Рудная формация вольфрам-молибденовая грейзеновая. Полиметаллическая минерализация представлена одним проявлением и двумя пунктами минерализации медно-свинцово-цинковой формации на смежной территории у северной рамки. Основные прогнозные ресурсы Верхнеботчинского рудного узла сосредоточены на территории листа M-54, где расположена большая часть штокверка (около 200 км²) гранитоидов баппинского комплекса с кварц-сульфидными прожилками. Подсчет прогнозных ресурсов молибдена и вольфрама для изученной площади производился исходя из удельной продуктивности, принятой на смежной территории листа M-54: для молибдена 1,18 тыс./км², для WO₃ 0,61 тыс. т/км². Исходя из площади штокверка 24 км² с молибден-вольфрамовым оруденением в пределах листа L-54, прогнозные ресурсы южной части Верхнеботчинского рудного узла по категории P₃ составят:

$$\text{для молибдена } 1,18 \text{ тыс. тыс. км}^2 \times 24 \text{ км}^2 = 28 \text{ тыс. т.}$$

$$\text{для WO}_3 \text{ } 0,61 \text{ тыс. т/км}^2 \times 24 \text{ км}^2 = 14 \text{ тыс. т.}$$

Самаргинский медно-золото-серебрянорудный район (2.2 Ag,Au,Cu) занимает центральную часть Восточно-Сихотэ-Алинской (Прибрежной) зоны в пределах листа и охватывает междуречье Самарга–Единка и далее на юг вплоть до водораздела рек Пея–Светлая, на западе выходит за пределы площади. В геологическом строении преобладают вулканоплутонические структуры позднего мела-палеогена. Лишь в небольших эрозионных окнах в структурах горстовых поднятий выходят складчатые образования нижнемелового фундамента и образования молассовой формации альба–сеномана, которые очень сильно тектонизированы и разбиты многочисленными разрывными нарушениями. Формации раннего мела (флишевые, вулканотерригенные, вулканогенные) более широко развиты только в северной части руд-

ного района, где четко проявляется двухэтажность строения. Южная часть района перекрыта пострудными базальтами неогена.

Среди металлогенических факторов первого рода, контролирующих оруденение, выделяются магматический и тектонический. Вулканические (включая субвулканические и экструзивно-жерловые фации) и интрузивные комплексы преимущественно с натриевым типом щелочности являются благоприятным в прогнозном отношении магматическим фактором. Тектонический фактор проявлен в формировании систем разрывных нарушений, а именно северо-восточного направления и сопряженных с ними северо-западных, играющих роль рудо локализирующих и рудоконтролирующих. Наиболее значимым из них на площади является Оуми-Джаусинский разлом, являющийся региональным магмо- и рудоконтролирующим. Это обстоятельство предопределило ориентировку рудных зон и рудных тел района в северо-восточном и северо-западном направлениях.

Геофизический поисковый признак проявляется тем, что рудоносные участки характеризуются локальными повышениями поля силы тяжести и располагаются в зонах перехода от отрицательных к положительным магнитным полям. Большинство совпадающих положительных магнитных и гравитационных аномалий соответствуют на поверхности гранитоидам и полям андезитов, а участки понижения поля силы тяжести при совпадении с отрицательными магнитными полями маркируются субвулканическими массивами кислого состава.

Оруденение района характеризуется сложным типом минерализации с преобладанием комплексных месторождений. Помимо золото-серебряных, широко распространены проявления серебра, меди, свинца, цинка, редких металлов.

На территории рудного района находятся два золото-серебряных малых месторождения (Приморское и Ягодное), малое золотороссыпное и малое месторождение перлитов. В северной части выделен Зааминский рудный узел (2.2.1 Au,Cu), в пределах которого сгруппированы проявления золота, меди, свинца, цинка, редких металлов. В восточной части выделен Ягоднинский рудно-россыпной узел (2.2.3 Ag,Au,Cu), а в центральной – Венюковский рудно-россыпной узел (2.2.2 Ag,Au), для которых профилирующим является золото-серебряное оруденение, в Ягоднинском узле – еще и медное.

Зааминский прогнозируемый медно-золоторудный узел (2.2.1 Au,Cu) расположен в северной части Самаргинского медно-золото-серебрянорудного района, в бассейнах среднего течения рек Самарга и Единка, центральная его часть приурочена к бассейнам правых притоков р. Самарга – Заами и Бол. Сохатка. Занимает площадь 920 км². Территория узла полностью покрыта геологической съемкой 1 : 50 000 и предварительными поисками масштаба 1 : 100 000 (Шлекин, 1972; Сигов, 1971; Архипов, 1973; Куршев, 1960). Проведенные поисковые работы имели «оловянную» направленность. В целом район был признан малоперспективным на олово. На медную и благородно-металльную минерализацию район остался недостаточно изученным. В 1970-х годах проводились региональные среднемасштабные прогнознометаллогенические работы, по результатам которых ныне выделяемый Зааминский рудный узел отнесен к сегментам Восточно-Сихотэ-Алинского

вулканического пояса с преобладающей полиметаллически-серебряной с золотом минерализацией (Родионов, 1977), рассмотрены перспективы на олово, полиметаллы, молибден-медно-порфировую минерализацию (Ростовский, 1989). Рудный узел контролируется разрывными структурами субширотного и северо-западного простирания, сопряженными с крупными зонами разломов фундамента северо-восточного направления за его пределами, что обеспечивает крайне изометричную его форму. Площадь узла характеризуется значительной гетерогенностью геологического строения. В его сложении значительная роль принадлежит смятым в складки и находящимся во флиш-идном переслаивании алевролитам и песчаникам кемской свиты, в составе которой велика доля вулканогенных пород основного–среднего состава с аномально высоким содержанием меди, свинца и серебра. Эти образования являются вмещающей средой для позднемеловых и палеогеновых субвулканических и плутонических интрузий, мелких штоков и роев даек диоритов и диорит-порфиритов (якутинский и прибрежный комплексы). Имеются разрозненные поля покровных вулканитов кислого и среднего состава (приморская серия, самаргинская свита) с комагматичными им субвулканическими массивами, экструзивно-жерловыми образованиями и дайками. Широко проявлены гидротермально метасоматические преобразования, выражающиеся в окварцевании, биотитизации, кварц-серицитовом замещении, пропицитизации, сульфидизации, гидрослюдизации вмещающих пород. Оруденение относится к молибден-медно-порфировой с золотом формации. На площади узла выявлены: 11 проявлений с золотой, медной, серебряной, свинцово-цинковой, редкометалльной минерализацией, ряд пунктов минерализации этих металлов, одно малое месторождение перлита, один геохимический ореол меди, а также шлиховые ореолы и потоки касситерита, шеелита, редкоземельных минералов.

Золото, медь. Для медно-молибденового оруденения рудовмещающей формацией является терригенно-базальтовая (кемская свита), рудогенерирующей – габброгранитная формация (якутинский комплекс). Рудная формация молибден-медно-порфировая (алмалыкский тип). Все рудопроявления (Спрятанный, Шумное, Гуфе, Гааза Малая и др.) приурочены к зонам и штокверкам окварцованных и сульфидизированных пород.

Наиболее интересными объектами являются рудопроявления Спрятанный (I-4-36) и Шумный (I-4-47), которые остались недоизученными. Прожилково-вкрапленное сульфидное оруденение проявления Спрятанный локализовано в минерализованных зонах сложной морфологии кварц-серицитового, серицит-кварцевого состава. Всего выявлено девять зон, прослеженных на 1–3 км, мощность зон изменяется от 5 до 200 м. Рудные минералы – молибденит, халькопирит, пирит, висмутин, галенит, сфалерит, арсенопирит. Содержания золота – 0,01–9 г/т, серебра – 0,1–85,9 г/т (в мономинеральном галените – до 772 г/т), меди – 0,001–0,4 %, молибдена – 0,001–1 %, свинца – до 5 %, цинка – до 1 %, висмута – до 1 %. Внутри одной из зон вскрыто жилообразное тело с содержанием свинца 2,42 % и серебра 36 г/т на мощность 3 м. В пределах рудного поля прогнозируется крупнообъемное оруденение золотосодержащей медно-порфировой формации со сравнительно невысокими содержаниями полезных компонентов (Косов, 1980).

Рудная минерализация проявления Шумный связана с субмеридиональной разрывной структурой шириной 2,5–3 км и протяженностью более 3 км. Установлено развитие не менее трех сближенных минерализованных зон кварц-лимонит-гидрослюдистого состава различной мощности со слабозолотоносной серебро-полиметаллической минерализацией, т. е. ассоциацией, сопутствующей молибден-медно-порфиrowому типу оруденения. В штуфах содержания золота – до 0,6–1,5 г/т, серебра – до 600 г/т, свинца – до 0,1–5 %, цинка – до 1,12 %, меди – до 0,08 %, молибдена – до 0,03 %, вольфрама – до 0,01 %. Отдельные рудные тела содержат свинца 2,25 % на мощность 0,7 м (Косов, 1980).

Геохимический ореол меди (I-4-22) известен юго-западнее г. Вуэлля-Кемани, на левобережье р. Единка выявлены проявления и пункты минерализации с медью (проявление Туманный, пункты минерализации Водопадный, Каменистый), где возможно выявление еще нескольких рудных объектов медно-порфиrowой формации. На проявлении Туманный в зонах дробления по породам кемской свиты в маломощных кварцевых прожилках (до 0,02–0,05 м) и брекчиях на кварцевом цементе установлены медь – 0,01–0,1 %, золото (0,02–0,1 г/т) и вольфрам [Архипов, 1973ф]. В пунктах минерализации Водопадный и Каменистый установлены зоны дробления с кварцевыми прожилками в пропилитизированных андезитах. Содержания молибдена – 0,008–0,1 %, меди – до 0,01 %, золота – 0,1–0,5 г/т [Архипов, 1973ф].

На площади узла зафиксированы локальные литохимические аномалии золота, серебра, меди, мышьяка, висмута, свинца, цинка, в аллювии водотоков установлены знаковые (преимущественно 1–3 знака) содержания золота. Учетных балансом запасов и прогнозных ресурсов на 1.01.2019 г. на площади не имеется.

Исходя из формационной принадлежности прогнозируемого оруденения и общности геологического строения, в качестве аналогов выбран Малмыжский золоторудный узел в Сихотэ-Алинской металлогенической провинции с золотосодержащим молибден-медно-порфиrowым оруденением (Государственная..., 2006). Сходство оцениваемого объекта определяется единым составом вмещающих пород, составом и возрастом магматизма, однотипной геолого-структурной позицией в зоне влияния крупных северо-восточных разломов. В составе эталонного узла имеется месторождение Малмыж с разведанными запасами категорий C_1 и C_2 золота 297,82 т, меди 5634,1 тыс. т. Площадь рудного узла составляет 920 км². Удельная продуктивность эталона (m) при этом составляет 15,65 тыс. т меди на км² и 0,827 т золота соответственно. Коэффициент подобия (k) принимаем равный 0,2.

Прогнозные ресурсы по категории P_3 составят:

$$M_{Au} = k \times S \times m = 0,2 \times 920 \times 0,827 \approx 150 \text{ т,}$$

$$M_{Cu} = k \times S \times m = 0,2 \times 920 \times 15,65 \approx 2800 \text{ тыс. т.}$$

В качестве первоочередных рекомендуются поисковые и оценочные работы на рудопроявлениях Спрятанный (Mo, Cu, Au) и Шумный (Ag, Pb, Zn).

Венюковский золото-серебряно-рудно-россыпной узел (2.2.2 Ag, Au) выделен в составе Самаргинского медно-золото-серебрянорудного района. В геолого-структурном отношении приурочен к вулкано-тектоническому

грабену, ограниченному субширотным и северо-восточным разломами и его сочленению со структурами кайнозойского поднятия, где обнажились терригенные и вулканические комплексы апта–сеномана и купол прорывающих их гранитов якутинского комплекса. Грабен выполнен мел-палеогеновыми вулканиками андезит-дацит-риолитового состава приморской серии, самаргинского, богопольского и кедровского комплексов с комагматичными им субвулканическими массивами, экструзивно-жерловыми образованиями и дайками. В пределах поднятия обнажены вулканогенно-осадочные породы петрозуевской свиты и смятые в складки алевролиты и песчаники кемской свиты, переслаивающиеся с горизонтами вулкаников основного состава. Охваченные оруденением вулканики пропилитизированы и аргиллизированы. Рудоносная формация риолитовая, базальт-риолитовая и она же рудовмещающая. Оруденение представлено золото-серебряной рудной формацией. На площади узла в пределах листа L-54 имеются Приморское золото-серебряное месторождение (П-4-31), а также проявления Бурматов Ключ, Ахами и др., многочисленные шлиховые ореолы и геохимические аномалии золота и серебра, которые остались недоизученными.

На 1.01.2019 г. балансом по Приморскому месторождению учтены апробированные ТКЗ запасы золота по категориям C_1 – 1,99 т, по C_2 – 0,66 т, забалансовые – 0,04 т при средних содержаниях золота для запасов категорий C_1 – 8,81 г/т, C_2 – 6,23 г/т. Добыто с 2001 г. 0,15 т золота. Протоколом ТКЗ (2001 г.) учтены ресурсы категорий P_1 – 0,8 т и P_2 – 0,5 т. Запасы серебра учтены балансом категорий C_1 – 33,96 т, C_2 – 17,37 т, забалансовые – 0,97 т, при средних содержаниях соответственно 149,9; 165,0 и 78,6 г/т. Добыто 2,0 т. Рудная минерализация концентрируется в минерализованных зонах серицит-каолинит-гидрослюдистого состава, в зонах брекчирования и окварцования пород протяженностью до 700–1500 м при мощностях в 0,1–7 м. Минерализованные зоны простираются преимущественно на северо-запад при крутом падении в обе стороны. Содержания золота – от 0,46 до 15 г/т, серебра – от 6 до 2215 г/т. Присутствуют (%): Cu – до 1, Pb – 0,72, Zn – 1. Соотношение золота и серебра в рудах месторождения в среднем 1 : 20.

В аллювии водотоков, дренирующих рудные поля месторождения Приморское и проявления Бурматов Ключ, установлены россыпи золота. Суммарные балансовые запасы по россыпи Бурматов Ключ категории C_2 составили 0,05 т химически чистого золота. Суммарные забалансовые запасы по 39 блокам составили 0,03 кг [Кошенский, 1999]. В настоящее время обрабатывается. По состоянию на 1.01.2019 г. балансом учтены запасы 0,004 т золота по категории C_2 и забалансовые – 0,023 т.

Проявление Бурматов Ключ расположено в бассейнах руч. Бурматов Ключ и р. Правая Венюковка, занимает площадь 20 км². Здесь прослежены на 80–1500 м более 21 минерализованных зон и жил крутого падения. Морфологически они представлены жилами различной мощности (0,8–7 м, в среднем 2,7 м), зонами брекчирования и окварцевания, прожилковыми зонами. Содержания золота – 0,8–8,4 г/т, серебра – 10–61 г/т. Содержания (г/т): золота – 0,45–15 (среднее – 5,7), серебра – до 2215 (среднее 226,4) при значительной марганцовистости.

По состоянию на 25.11.2005 г. на площадь 750 км² в пределах листа L-(53),54 геологами «Дальгеофизика» оценены прогнозные ресурсы по категории P₃ в количестве 18 т золота и 300 т серебра на глубину оценки 150 м. При подготовке ГК-1000 границы узла изменены: с учетом распространенности признаков золотоносности прогнозная площадь узла в пределах листа L-54 уточнена и составила 970 км². В контур Венюковского рудно-россыпного узла включены верхнее–среднее течение правых притоков р. Единка, в бассейне которых известны пункты минерализации золота, локальные комплексные гидролитохимические аномалии, а в аллювии установлены знаки золота. В контур РРУ также включено проявление Лужки (II-4-33) в бассейне р. Кюма с рудными телами близповерхностной золото-серебряной формации. На проявлении выявлены две рудные зоны: Западная и Центральная с максимальным содержанием золота 1,0 г/т, серебра 453,2 г/т. Западная расположена в окварцованных и серицитизированных (типа вторичных кварцитов) игнимбритах риолитов с прожилками до 5–10 см, реже жилами от 15–20 см до 1,5–2,0 м, прослеженной в коренном залегании на 300 м при ширине 25–30 м. Центральная рудная зона – жила кварца мощностью 10–15 см прослежена по делювию на 10–20 м и приурочена к дайке андезитов субширотного простирания общей шириной 20–25 м, протяженностью около 300 м. Наиболее типичны жильные, прожилковые руды.

Изменение контура узла повлекло переоценку прогнозных ресурсов. Переоценка произведена методом аналогии на глубину 100 м.

Прогнозные ресурсы по категории P₃ для золото-серебряного типа подсчитаны по аналогии со Средне-Кузнецовским рудным узлом с месторождением Салют, расположенным в этой же металлогенической зоне. Удельная продуктивность для указанного узла составляет для золота – 0,05 т/км² [Эйриш, 1988ф]. Коэффициент подобия принимаем равным 0,5. На эталонном объекте прогнозные ресурсы оценены на глубину 100 м. В Венюковском рудно-россыпном узле прогнозные ресурсы оцениваются на глубину 100 м. С учетом этого фактора коэффициент достоверности принимаем равный 1. Расчет произведен по формуле:

$$M = k_1 \times k \times m \times S = 1 \times 0,5 \times 0,05 \text{ т/км}^2 \times 970 \text{ км}^2 = 24,2 \text{ т}$$

где m – удельная продуктивность эталона, S – оцениваемая площадь, k – поправочный коэффициент подобия, k₁ – коэффициент достоверности.

В таком случае прогнозные ресурсы категории P₃ золота составят округленно 24 т.

С учетом соотношения золота и серебра 1:20 в рудах месторождения Приморское, локализованного в пределах узла, ресурсы серебра составят 485 т.

Ягоднинский медно-золото-серебрянорудно-россыпной узел (2.2.3 Ag,Au,Cu) площадью 470 км² расположен восточнее Венюковского. Эндеогенные месторождения и проявления серебра, золота и меди контролируются здесь разрывными структурами северо-восточного и субмеридионального простирания. Площадь узла сложена полями покровных вулканитов кислого и среднего состава верхнего мела (приморская серия, самаргинская свита) с комагматичными им субвулканическими массивами, экструживно-жерловыми

образованиями и дайками. Вулканиды прорваны интрузиями диоритов и гранодиоритов эоценового прибрежного комплекса, наиболее крупная из которых Боросский массив, в диоритах первой фазы которого и вулканитах рамы массива локализованы рудные тела месторождения Ягодное, рудопроявлений Павлицинское, Фефеловское, Прибрежное. Рудоносная формация – диорит-гранодиорит-гранитная эоценовая (прибрежный комплекс) рудовмещающая – андезит-дацитовая, дацит-риолитовая (самаргинская свита). Рудные формации – золото-сульфидная, медно-порфировая.

Минеральный тип руд месторождения Ягодное золото-галенит-халькопиритовый. Вертикальный размах оруденения – более 440 м. На месторождении выявлено 13 рудных тел кварц-хлорит-серицитового состава, длиной 90–1000 м (суммарная длина 5405 м). По восьми рудным телам средняя мощность 0,82 м и средние содержания: золота – 4,5 г/т, серебра – 53,8 г/т, меди – 0,54 %. Руды прожилково-вкрапленные, брекчиевые с содержанием сульфидов свинца, цинка, меди, железа в среднем 15–20 %. Протоколом ТКЗ апробированы ресурсы категории P_1 до глубины 200 м: золота 9,4 т, серебра 111 т, свинца 21,4 тыс. т, цинка 10,1 тыс. т, меди 10,9 тыс. т, висмута 8,0 тыс. т [Косов, 1983ф]. ЦНИИГРИ апробированы ресурсы золота следующих категорий: P_1 – 4 т, P_2 – 6 т.

На площади узла зафиксированы комплексные литохимические аномалии золота, серебра, мышьяка, висмута, меди, свинца, цинка, в аллювии водотоков руч. Коллективка и Комариный, дренирующих Боросский массив, установлены бедные россыпи золота.

Серебро, золото, медь. Рудные тела представлены зонами дробления и минерализации с сульфидными и кварц-сульфидными прожилками и линзами, зонами прожилково-вкрапленного оруденения. Золото и серебро ассоциированы с сульфидами, преимущественно с галенитом. Рудные минералы – пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, аргентит, арсенопирит, магнетит, висмутин, блеклые руды, айкинит, золото.

Прогнозные ресурсы по категории P_3 для золото-сульфидного и медно-порфинового типа подсчитаны по аналогии с Анаджаканским рудно-россыпным узлом, расположенным в этой же металлогенической зоне. Удельная продуктивность для указанного узла составляет для меди – 1,02 тыс. т/км², для серебра – 0,74 т/км², для золота – 0,148 т/км² [Пляскин, 1988ф]. Коэффициент подобия принимаем равным 0,5. На эталонном объекте прогнозные ресурсы оценены на глубину 300 м. В Ягоднинском рудно-россыпном узле прогнозные ресурсы оцениваются на глубину 200 м. С учетом этого фактора коэффициент достоверности принимаем равный 0,66. Расчет произведен по формуле

$$M = k_1 \times k \times S \times m,$$

где m – удельная продуктивность эталона, S – оцениваемая площадь, k – поправочный коэффициент подобия, k_1 – коэффициент достоверности.

$$M_{Au} = 0,66 \times 0,5 \times 470 \text{ км}^2 \times 0,148 \text{ т/км}^2 = 22,9 \text{ т},$$

$$M_{Ag} = 0,66 \times 0,5 \times 470 \text{ км}^2 \times 0,74 \text{ т/км}^2 = 115,7 \text{ т},$$

$$M_{Cu} = 0,66 \times 0,5 \times 470 \text{ км}^2 \times 1,02 \text{ тыс. т/км}^2 = 158,2 \text{ тыс. т}.$$

В таком случае прогнозные ресурсы категории P_3 меди составят 160 тыс. т, серебра 116 т, золота 23 т.

Кузнецовский золото-серебрянорудный район (2.3 Ag,Au) в пределах площади занимает ее южную часть. Большая часть рудного района находится в пределах смежной с запада и юга территории, захватывая бассейны рек Кузнецовка, Соболевка, Максимовка и Светловодная. В пределах площади в геологическом строении района принимают участие магматические образования от сантонских до палеогеновых, но отличительной особенностью является широкое развитие палеоценовых и палеоцен-эоценовых вулканитов. Район структурно приурочен к субширотной зоне Пея-Бикинского разлома, который является частью Бикинской группы, контролирующей заложение серии субширотных позднемеловых–палеогеновых грабенов. Эта система является рудолокализирующей и рудоконтролирующей.

Золото-серебряная минерализация района связана с образованиями субвулканических фаций кедровского (палеоцен–эоцен) комплекса. Оруденение относится к серебряно-золотой адуляр-кварцевой формации и локализуется в адуляр-кварцевых, адуляр-карбонат-кварцевых, кварцевых, флюорит-кварцевых жилах и жильно-прожилковых зонах среди средне- и низкотемпературных пропилитов и адуляр-кварцевых, гидрослюдисто-кварцевых метасоматитов. На территории рудного района выявлено одно малое золото-серебряное месторождение Салют, находящееся за пределами площади.

Светлинский прогнозируемый медно-золото-серебрянорудно-россыпной узел (2.3.1 Ag,Au,Cu) имеет площадь 370 км² и охватывает бассейны рек Светлая, Бобкова, Каменка в северо-восточной части района. Выделен в составе Кузнецовского золото-серебрянорудного района. Светлинский рудно-россыпной узел локализован на юго-восточной периферии Верхнебикинского регионального минимума силы тяжести и приурочен к Средне-Светлинской вулcano-тектонической впадине в зоне влияния Прибрежного разлома северо-восточного простираения. Средне-Светлинская впадина выполнена верхнемеловыми покровными вулканитами андезит-дацит-риолитового состава (сияновская, богопольская свиты) с комагматичными им субвулканическими массивами, экструзивно-жерловыми образованиями. Прибортовые части впадины образованы кислыми вулканитами приморской серии. По периферии впадина осложнена интрузивно-купольными структурами с интрузиями гранитоидного состава раннепалеогенового возраста, в породах которых установлены повышенные концентрации серебра, молибдена, висмута. Вулканиды и гранитоиды прорваны субвулканическими телами и многочисленными дайками кедровского комплекса. Широко проявлены метасоматические изменения как связанные с формированием гранитоидных интрузий, так и более молодые поствулканические образования (грейзенизация, полифациальные пропилиты и вторичные кварциты).

На площади узла выявлены золото-серебряные проявления Бобковское, Скальное, Овал и др. Оруденение представлено золото-серебряной рудной формацией и локализовано преимущественно в пропилитизированных покровных вулканитах сияновского комплекса и гранитоидах якутинского комплекса. Все рудопроявления приурочены к зонам окварцованных дробленых пород и кварцево-слюдистых метасоматитов среди вулканитов, в экзо- и эн-

доконтактах с интрузиями. Зоны приурочены к разрывам субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. Протяженность зон – от 200–500 до 900 м, мощность – десятки метров, мощность отдельных кварцевых жил – 0,2–3,0 м. Содержание золота в бороздовых и штуфных пробах достигают – 0,4–6 г/т, серебра – от 1–5 до 77 г/т. В единичных пробах содержания серебра – до 145,7 г/т при низком содержании золота – до 0,3 г/т. В отдельных пробах меди – до 0,02%. Золоту сопутствуют также свинец, цинк, марганец. Узел оконтуривается обширной комплексной гидро-литохимической аномалией (Ш-4-1) с повышенными содержаниями сульфат-иона, суммы металлов и микроэлементов в донных осадках (медь, молибден, серебро и др.). Шлиховые ореолы отмечаются почти повсеместным присутствием шеелита и касситерита (от 1 до 30 знаков на шлих), реже вольфрамита и киновари. По р. Бобкова и ее левому притоку кл. Перевальный установлен шлиховой ореол золота (1–7 знаков), в нижнем течении р. Бобкова выявлена непромышленная россыпь золота. В междуречье Светлая–Бобкова установлен обширный шлиховой ореол флюорита, сопутствующего золото-серебряному оруденению месторождения Салют.

Серебро, золото. Среди золотоносных минерализованных зон выделяются прожилково-вкрапленные зоны с халцедоновидным кварцем (мощностью до 1,2–12 м), сочетания жил (0,2–3 м) и прожилковых зон (1–5 м) адуляр-кварцевого, адуляр-карбонат-кварцевого состава и зоны дробления с гнездами и прожилками лимонита и окислов марганца (мощностью более 50 м). Рудные минералы – золото (электрум), самородное серебро, акантит, пираргирит, пирит, гематит, магнетит, галенит, сфалерит, халькопирит, иногда киноварь.

Прогнозные ресурсы по категории P_3 для золото-серебряного типа подсчитаны по аналогии с Средне-Кузнецовским рудным узлом с месторождением Салют, расположенным юго-западнее в том же, Кузнецовском рудном районе. Золото-серебряное оруденение концентрируется здесь во флюорит-кварцевых, кварцевых и адуляр-кварцевых жилах и минерализованных зонах. Удельная продуктивность для указанного узла составляет для золота – 0,05 т/км² [Эйриш, 1988ф]. Коэффициент подобия принимаем равный 0,5 для золота и 0,4 для серебра. На эталонном объекте прогнозные ресурсы оценены на глубину 100 м. В Светлинском рудно-россыпном узле прогнозные ресурсы оцениваются так же на глубину 100 м. С учетом этого фактора коэффициент достоверности принимаем равный 1.

Прогнозные ресурсы по категории P_3 составят:

$$M_{Au} = k \times k_1 \times S \times m = 0,5 \times 1 \times 370 \times 0,05 \approx 9 \text{ т}$$

$$M_{Ag} = k \times k_1 \times S \times m = 0,4 \times 1 \times 370 \times 8 \approx 1184 \text{ т}$$

Медь. Медная минерализация проявлена присутствием халькопирита в рудных зонах в квац-сульфидных прожилках, медь входит в состав комплексных литохимических аномалий. Прогноз по меди не дается.

Таким образом, в процессе минерагенических исследований площади установлены ее перспективы в отношении таких рудных полезных ископаемых как серебро, золото, медь. Выделены один рудный район, три рудных узла и осуществлена переоценка по одному рудному узлу.

Перспективы по вольфраму и молибдену связаны с Верхнеботчинским рудным узлом в зоне слабо эродированных вулканических структур. Большая часть узла находится на соседней с севера территории, где он впервые выделен и оценены его перспективы. В процессе работ по листу рудный узел был оконтурен с юга. Здесь имеется перспективное рудопроявление молибдена и вольфрама Моинское.

Основные перспективы наращивания ресурсного потенциала золота и серебра связаны с доизучением флангов и глубоких горизонтов месторождений Приморское и Ягодное, проведением поисковых работ в районе рудопроявлений Бурматов Ключ (Венюковский РРУ), Бобковское (Светлинский РРУ), Шумный и Спрятанный (Зааминский РУ). Благороднометалльная минерализация связана с рудами следующих формационных типов – золото-серебряной адуляр-кварцевой (Венюковский и Светлинский РРУ) и молибден-медно-порфировой с золотом (Зааминский РУ) и золото-сульфидной (Ягоднинский РРУ).

Перспективы наращивания ресурсного потенциала меди связаны с доизучением флангов и глубоких горизонтов месторождения Ягодное в Ягоднинском рудном узле и производство прогнозно-поисковых работ первой очереди в районе рудопроявления Спрятанный и Туманный в Зааминском рудном узле. На этих объектах прогнозируется выявление руд медно-порфировой формации, связанных с палеогеновыми гранитоидами. С рудами данного формационного типа также могут быть связаны перспективы расширения золоторудной базы района.

Все эти рудные узлы рекомендуются для продолжения прогнозно-поисковых работ первой очереди.

Восточно-Приморская прогнозируемая золото-редкометалльная ильменит-магнетитовая россыпная минерагеническая зона (3 Fe,Ti,TR(Au)/Q)

На акваториальной части Сихотэ-Алинской минерагенической провинции на основе анализа всех имеющихся материалов по минерагеническому районированию шельфовых областей России во ВНИИОкеангеология (Иванова и др., 1998; Шельфовая, 2006; Аникеева и др., 2012) выделена прогнозируемая Восточно-Приморская минерагеническая зона с россыпными полезными ископаемыми шельфа – золотом, черными металлами (Ti,V), цирконом и нерудным сырьем – поделочными камнями. В пределах зоны выделены два россыпных узла и площади россыпной минерализации. Россыпи располагаются на побережье и дне акватории на глубинах моря до 45–100 м и принадлежат к трем типам: пляжевому, бенчевому и древних береговых зон. Проявления различных видов минерального сырья связаны с четвертичной минерагенической эпохой.

Самаргинский прогнозируемый ильменит-магнетитовый россыпной узел (3.0.1 Fe,Ti(Au)) общей площадью 290 км² включает четыре россыпепроявления размерами от 8,1 до 25,4 км², а средние мощности пластов – от 3,9 до 8,3 м. Содержание в песках магнетита – от 1,38 до 10 кг/т, ильменита – от 43 до 1880 г/т; присутствует циркон (от 1 до 70 г/т). Подсчитаны прогнозные ресур-

сы категории P₁; в сумме по всем россыпям они равны: магнетита – 2,22 млн т, ильменита – 467 тыс. т, циркона – 19,8 тыс. т. Присутствуют минералы ванадия, скандия, редких земель. Характеристика россыпных проявлений магнетита и титаномагнетита Самаргинского россыпного узла [Ю. П. Шестера и др., 1990ф; А. В. Аленичев и др., 1993ф] представлена в табл. 7.

Т а б л и ц а 7

Характеристика россыпных проявлений Самаргинского россыпного узла

Параметры россыпей		Золотой-Туманный I-5-13	Кабарга I-5-10	Неми-Незаметный I-5-9	Нельма I-5-8
Площадь, км ²		15,0	25,4	14,9	8,1
Средняя мощность пласта, м		8,3	4,0	4,2	3,9
Плотность песков, г/м ³		1,351	1,297	1,476	1,476
Масса песков, млн т		169,0	132,0	92,4	46,6
Содержания, %	Fe	3,14	2,89	3,67	3,89
	Ti	0,60	0,45	0,55	0,48
	TiO ₂	1,0	0,75	0,91	0,80
	Zr	0,01	0,005	0,005	0,002
	ZrO ₂	0,014	0,007	0,007	0,003
	V	0,012	0,015	0,006	0,006
	V ₂ O ₅	0,043	0,054	0,022	0,020
	Sc	0,0014			
	ΣTR	0,0658			
Содержания, г/т	Магнетит	10 020	2302	1754	1384
	Ильменит	1880	870	347	43
	Циркон	70	58	1	5
Прогнозные ресурсы категории P ₁	Fe, млн т	5,3	3,8	3,4	1,8
	TiO ₂ , млн т	1,67	0,98	0,84	0,37
	ZrO ₂ , тыс. т	22,8	8,9	6,5	1,3
	V, тыс. т	20,3	19,8	5,6	2,6
	V ₂ O ₅ , тыс. т	72,5	70,7	20,0	9,3
	Магнетит, млн т	1,7	0,3	0,162	0,064
	Ильменит, тыс. т	318,0	115,0	32,0	2,0
	Циркон, тыс. т	11,8	7,7	0,092	0,233
Прогноз Sc, тыс. т		2,4			
Ресурсы категории P ₃ ΣTR, тыс. т		111,0			

Россыпепроявление магнетита Васильева Речка (I-5-7) имеет следующие характеристики: мощность пласта – 4 м, содержание магнетита – 43 кг/т, прогнозные ресурсы железа P₂ – 36 тыс. т. Сопутствующие полезные ископаемые – ильменит и циркон.

В Пейском прогнозируемом ильменит-магнетитовом россыпном узле (3.0.2 Fe,Ti) выявлено Пейское россыпное проявление в песках на пляжах и дне Татарского пролива с содержанием магнетита в среднем 50 кг/т; ресурсы по категории P₂ составляют 0,7 млн т (т. е. железа – около 30 тыс. т). Сопутствующие минералы – ильменит, циркон, золото.

Источниками минералов служат вулканы преимущественно кузнецовской свиты и кизинского комплекса палеоцен-эоценового и миоценового возраста (Кутолин, Прусевич, 1984). Значительная протяженность (около 500 км) выходов этих пород вдоль побережья, их интенсивное разрушение и поступление непосредственно на пляж и дно акватории свидетельствуют в пользу масштабности явления, а обогащение рудной (титан, железо) массы ванадием, скандием и редкоземельными элементами цериевой группы делает ее комплексным сырьем.

В пределах Восточно-Приморской минерагенической зоны установлен ряд россыпепроявлений и шлиховых ореолов золота. Питающими являются эоценовые гранитоиды прибрежного комплекса. Наличие золото-серебряных рудопроявлений на побережье является предпосылкой накопления в осадках мелкого и тонкого золота.

Промышленного значения вышеописанные россыпепроявления не имеют.

Хоккайдо-Сахалинская минерагеническая провинция

Хоккайдо-Сахалинская минерагеническая провинция, расположенная во внутренней зоне Тихоокеанского рудного пояса [Государственная..., 1995], на территории листа L-54 представлена Синегорской (6) и Крильонско-Монеронской (7) минерагеническими зонами. Металлические полезные ископаемые тяготеют к районам развития магматических и метаморфических комплексов, а также к тектоническим, преимущественно разрывным структурам, сформированным на разных этапах тектоно-магматической активности территории.

Синегорская редкоземельно-медноколчеданно-ртутнорудная германиевая минерагеническая зона (6 Ge,Hg,Cu,TR/K-N) пространственно соответствует Синегорской трансформной геосутуре, определяющей ее минерагенический потенциал. Профилирующим для Синегорской зоны является германиевое оруденение, кроме того здесь выявлены проявления ртути, вольфрама, меди и других металлов. В пределах зоны выделяются Сусунайский и Тонино-Анивский рудные районы.

В *Сусунайском цинково-медно-ртутнорудном районе* (6.1 Hg,Cu,Zn) медноколчеданная и марганцевая минерализация локализована в ортосланцах черносланцевого и зеленосланцевого подкомплексов сусунайского метаморфического комплекса и связана с триасово-юрскими щелочнобазальтовыми вулканидами и известково-кремнистыми образованиями, претерпевшими регенерацию в зонах метаморфизма. Помимо ртути, цинка и меди с породами сусунайского метаморфического комплекса связаны признаки других металлических и неметаллических полезных ископаемых. С гематитистыми и марганцовистыми кварцитами голубосланцевого подкомплекса связана марган-

цевая минерализация и проявления родонита. В бассейнах рек Жуковка, Хохловка, Вознесенка, Лиговка, Чилик, Колка в зонах синметаморфических разломов субширотного – северо-западного простирания выявлены окварцевание и пиритизация. С этими зонами пространственно совпадают высококонтрастные шлиховые ореолы шеелита, шлиховые и геохимические потоки золота. Ортосланцы, кварциты и амфиболиты зелено- и голубосланцевого подкомплексов пригодны для использования в качестве строительных материалов. Амфиболиты содержат пункты минерализации хризотил-асбеста, а к корам выветривания по ним приурочены проявления пигментных красителей.

В Сусунайском рудном районе выделены прогнозируемые Северо-Сусунайский ртутнорудный узел (6.1.1) и Симинский цинково-меднорудный узел (6.1.2) с медно-золото-серебросодержащим колчеданным и марганцевым оруденением.

Северо-Сусунайский прогнозируемый ртутнорудный узел (6.1.1 Hg) с ртутным оруденением приурочен к зоне Сусунайского взбросо-сдвига и контролируется позднепалеогеновыми зонами сжатия с сопутствующими метасоматитами Синегорской геосутуры. К региональным предпосылкам относится развитие вулканогенно-кремнистых образований, благоприятных для формирования лиственитов и локализации ртутной лиственитовой формации, наличие слабопроницаемого экрана олигоценовых образований холмской свиты. Прямыми поисковыми признаками являются многочисленные проявления и пункты минерализации ртутной лиственитовой формации, шлиховые ореолы киновари и геохимические аномалии ртути и зоны аргиллизитов, лиственитов, карбонитизированных и пиритизированных пород.

Авторская оценка прогнозных ресурсов Северо-Сусунайского рудного узла по категории P_2 составляет: Hg – 3,9 тыс. т [Государственная..., 2001].

Проявления ртути вне районов и узлов также связаны с зонами дробления в дайках диоритов чеховского андезибазальтового вулканического комплекса (проявление по р. Баклановка) [Жиликов, 1981ф].

В геологическом строении *Симинского прогнозируемого цинково-меднорудного узла (6.1.2 Cu,Zn)* принимают участие метаморфизованные породы мощностью до 1,5 км бластотектониты сусунайского метаморфического комплекса; бластотектониты, филлиты полимиктового меланжа. На площади картируются системы разрывных нарушений. Перспективы Симинского узла связаны с Жуковским рудным полем, в пределах которого по результатам ГСР-50 и ГК-200/2 выявлены медно-цинково-колчеданное серебросодержащее рудопроявление Верхне-Жуковское, пункт медноколчеданной минерализации, потоки рассеяния меди с содержаниями 0,01–0,06 %. Породы подвержены окварцеванию, пиритизации и карбонатизации.

Рудопроявление Верхне-Жуковское (П-8-38) медно-цинково-колчеданного типа с серебром характеризуется вкрапленным и прожилково-вкрапленно-гнездовым типом руд. Зоны оруденелых пород имеют мощность около 60 м и протяженность до 750 м. Рудная минерализация (халькопирит, борнит, сфалерит, блеклая руда, кубанит, малахит, халькозин, ковеллин, гематит, лимонит) установлена в линзах тонкопосочатых известково-кремнистых и альбит-кварцевых сланцев мощностью 2–3 м либо в зонах (до 1 м) интенсивного смятия красноцветных пород, рассеченных жилками кварц-карбонатного состава.

В протолочках наблюдаются золото и киноварь. Содержания (%): меди – до 3; марганца – до 6; цинка – до 0,3; серебра – до 1 г/т и золота – до 0,2 г/т.

Пункт медноколчеданной минерализации выявлен в линзах сульфидсодержащих стильпномелан-кварцевых сланцев и кварцитах. Содержание меди составляет 0,1–2 % и золота до 3 г/т.

В шлихо-геохимических потоках рассеяния содержания меди варьируют от 0,01 до 0,06 %. Авторская оценка прогнозных ресурсов Симинского рудного узла по категории P_3 составляет: Cu – 500 тыс. т, Zn – 50 тыс. т, Ag – 5 т [Государственная..., 2001].

Характер минерализации, особенности геологического строения и метаморфические преобразования позволяют сравнить установленную рудную минерализацию с известными медно-цинково-колчеданными месторождениями Урала.

Тонино-Анивский германиевый рудный район (6.2 Ge) с германиевым оруденением выделен на Тонино-Анивском полуострове, где месторождение и проявления германия связаны с месторождениями бурого угля: как с самими углями, так и с углистыми аргиллитами. Угли и углистые аргиллиты здесь играют роль сорбента, принимающего на себя германий из гидротермальных растворов, поступающих по разломам.

В пределах рудного района выделены *Новиковский (6.2.1) и Островский (6.0.1) рудные узлы.*

Новиковский германиевый рудный узел (6.2.1 Ge) представлен Новиковским месторождением германия (III-9-28), связанным с Новиковским бурогольным месторождением, *проявлением р. Чёрная (III-9-26) и пунктами минерализации (III-9-17,25,27)* с содержанием германия от 40 до 2900 г/т. Месторождение приурочено к западному флангу грабенообразной Новиковской депрессии. Оруденение локализовано в углях, углесодержащих породах и седиментационных конгломерато-брекчиях нижней части верхнедуйской свиты. В меньшей степени германиевая минерализация связана с каменными углями снежинкинской свиты. Среднее содержание германия в углях и углистых аргиллитах Новиковского месторождения – от 198 до 351 г/т.

Прогнозные ресурсы германия Новиковского рудного узла оценены через удельную продуктивность Новиковского рудного поля и составляют по категориям: P_2 624 тыс. т, P_3 520 тыс. т [Государственная..., 2001].

На юге рудного узла установлен пункт редкоземельной минерализации вкрапленного типа (Nb, Zr, Y), локализованный в зонах скарированных глинисто-карбонатных пород в экзоконтактах Охотского гранодиоритового массива [Государственная..., 2001].

Островский прогнозируемый редкометалльно-цинково-медноколчеданный рудный узел (6.0.1 Cu, Zn, R) выделен в западной части Тонино-Анивского полуострова. Оруденение медноколчеданной формации, связанное с юрско-раннемеловыми гидротермально измененными базальтами скальной толщи, представлено Новиковским проявлением (III-9-23), в котором содержание меди составляет 0,34–9,64 %, цинка – 0,06–1 %, серебра – до 100 г/т, золота – до 1,2 г/т. В окварцованных щелочных базальтах и сульфидизированных яшмах скальной толщи проявлена сопутствующая редкометалльная минерали-

зация. Аномальные концентрации установлены для ниобия – 0,01 %, циркония – до 0,1 %, иттрия – 0,008 %.

Прогнозные ресурсы для узла оценены по категории P_3 по аналогии с уральскими месторождениями цинково-медноколчеданной формации и составляют. Cu – 250 тыс. т, Zn – 25 тыс. т, Ag – 2,5 т [Государственная..., 2001].

Крильонско-Монеронская прогнозируемая медно-серебро-золоторудная минерагеническая зона (7 Au, Ag, Cu/P-Q) включает в себя Южно-Крильонский золото-медно-цинковый прогнозируемый рудный узел (7.0.3 Zn, Cu, Au), Монеронский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (7.0.1 Au) и Исикари-Монеронский прогнозируемый ильменит-магнетит-золотороссыпной узел (7.0.1 Au, Fe, Ti).

Золото-колчеданный тип оруденения пространственно и генетически связан с колчеданно-полиметаллическими проявлениями Южно-Крильонского рудного узла, расположенными на юго-западном окончании о. Сахалин (п-ов Крильон). С севера и востока узел оконтурен разломами, а с запада и юга ограничен береговой линией. На западном шельфе п-ова Крильонский широко распространены шлиховые ореолы золота в ассоциации с касситеритом, контролирующиеся погребенными палеодолинами. Они сформированы за счет размыва прилегающей части Южно-Крильонского узла, что указывает на высокие перспективы обнаружения рудных объектов.

Южно-Крильонский прогнозируемый золото-медно-цинковый рудный узел (7.0.3 Zn, Cu, Au). В пределах узла развиты: в северной части верхнемеловые терригенные отложения быковской свиты (более 1000 м) и вулканогенно-осадочные отложения краснойяковской свиты (1270 м), образующие Камышевское поднятие; в южной части – вулканогенно-осадочные отложения анивской свиты (более 1000 м) и субвулканические образования миоценового анивского дацитового комплекса, слагающего Южно-Крильонскую вулканотектоническую зону. Установленное здесь медно-полиметаллическое с золотом и серебром оруденение связывается с субвулканическими фациями миоцен-плиоценового магматизма – контрастной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией анивского комплекса и туфоалевролитами краснойяковской свиты.

В западной части узла, на побережье Татарского пролива известны пункты минерализации: полиметаллической Виндиский (III-7-41), серебряной Мыс Кузнецова (III-7-48) и золотой Замирайловский (III-7-50). В восточной части п-ова Крильон выявлен пункт золотой минерализации Птичий (III-8-13).

Минерализованные участки известных пунктов минерализации сложены жильно-прожилковыми зонами сульфидно-кварц-карбонатных гидротермалитов. Мощность отдельных кварц-колчеданных жил составляет 0,1–0,5 м. Содержание золота – до 1 г/т, серебра – до 30 г/т, свинца – до 0,04 % и меди – до 0,001 %. Наиболее высокие содержания золота присущи пиритизированным кварц-карбонатным прожилкам.

В акватории Татарского пролива юго-западного побережья п-ова Крильон в аллювиально-морских отложениях погребенных долин выявлены обширные шлиховые ореолы золота с содержаниями до 1170 мг/м³.

По результатам ГДП-200/2 на Южно-Крильонский прогнозируемый золото-медно-цинковый рудный узел составлен паспорт учета перспективного объекта № 6500368. Количественная оценка выполнена методом аналогии. В качестве эталона принято месторождение Куроко Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции.

С учетом запасов меди этого месторождения рассчитана площадная продуктивность, равная 20 тыс. т/км²; коэффициент надежности прогноза принят 0,2.

Таким образом, ресурсы меди категории Р₃ для прогнозируемого узла составят:

$$200 \text{ км}^2 \times 20 \text{ тыс. т/км}^2 \times 0,2 = 800 \text{ тыс. т}$$

Прогнозные ресурсы свинца и цинка подсчитаны с учетом соотношений содержаний меди к свинцу и цинку в Южно-Крильонском узле, которое в среднем равно 2:1 и составят соответственно 400 тыс. т для свинца и 400 тыс. т для цинка.

Для подсчета ресурсов золота в качестве аналога принято Бородинское рудное поле (Науменко, 2000) с установленной площадной продуктивностью 0,282 г/км² при коэффициенте надежности прогноза 0,71. Прогнозные ресурсы золота в Южно-Крильонском потенциальном рудном узле оценены в количестве:

$$200 \text{ км}^2 \times 0,282 \text{ т/км}^2 \times 0,71 = 40 \text{ т.}$$

Итого прогнозные ресурсы по категории Р₃ составляют: Au – 40 т, Ag – 64 т, Zn – 400 тыс. т, Pb – 400 тыс. т, Cu – 800 тыс. т [Государственная..., 2001].

Монеронский золоторудно-россыпной узел (7.0.1 Au) выделен как прогнозируемый с признаками золотого оруденения в центральной части акватории в границах Монеронского поднятия [Государственная..., 2001].

Потенциальная золотоносность прогнозируемого Монеронского золоторудно-россыпного узла обосновывается присутствием на о. Монерон шлиховых ореолов золота, а также наличием в Монеронском прогибе, сопряженном с Монеронским поднятием, ореолов рассеяния золота. Кроме коренных месторождений, на Монеронском поднятии возможно обнаружение подводных россыпей золота и титаномагнетита.

Золотое оруденение Монеронского узла представлено на о. Монерон пунктами минерализации золоторудной халцедон-кварцевой формации, выявленными на мысе Сивучий в северо-западной части о. Монерон. Оруденение связано с зоной дробления мощностью от 2–5 см до 2,5 м, сопровождающейся кварц-халцедоновыми и кварц-хлорит-карбонатными прожилками и жилами до 3–25 см. Содержание золота – от 0,08 до 1,3 г/т. Минерализация ассоциирует с миоцен-плиоценовыми субвулканическими образованиями анивского и монеронского комплексов. Вторичные литогеохимические ореолы рассеяния золота выявлены на о. Монерон в поле развития монеронской толщи.

Исикари-Монеронский прогнозируемый ильменит-магнетит-золотороссыпной узел (7.0.2 Au, Fe, Ti) выделен в Монеронском прогибе, где локализованы шлиховые ореолы рассеяния золота. Кроме золота в этом прогибе обна-

ружены ореолы титаномагнетита, что вместе с отсутствием коренных источников золота на западном побережье Крильонского полуострова указывает на Монеронское поднятие как на возможный источник сноса.

Горючие полезные ископаемые (каменный и бурый уголь) сгруппированы в Западно-Сахалинском и Центральном-Сахалинском угленосных бассейнах, охватывающих западную и восточную части площади листа и разделенные Центральном-Сахалинским разломом.

Западно-Сахалинский каменно-буроугольный с цеолитами бассейн (4 УК, УБ, сео/К-Р₂). Каменные угли связаны, в первую очередь, со снежинкинской свитой палеоцен-эоцена, начинающей крупный трансгрессивный цикл осадконакопления после палеоценового перерыва в осадконакоплении, связанного со структурной перестройкой территории. Трансгрессия началась с западных границ изученной территории и постепенно продвигалась в восточном направлении. Устойчивое погружение территории в западной части с наклоном в сторону Западно-Сахалинского прогиба привело к тому, что здесь снежинкинская свита погружена на значительные глубины и даже в сводах антиклинальных складок вскрывается на глубинах от 1,5 до 2,5 км. Перспективной для разведки каменного угля является только зона, прилегающая к выходу меловых пород к западу от зоны Центральном-Сахалинского разлома, где снежинкинская свита выходит на дневную поверхность. Возможность для открытой отработки запасов каменного угля ограничены ввиду крутого погружения каменноугольных пластов на глубины, доступные только для отработки шахтным способом. На п-ове Крильонский снежинкинская свита доступна для отработки тоже на обрамлении выходов меловых отложений Крильонского поднятия. Количество угольных пластов, их строение, мощность в разрезе, а также эксплуатационные свойства углей непостоянны. В составе бассейна выделяются *Южный (4.0.1 УК)* и *Первомайский (4.0.2 УК)* узлы угленакопления. Прогнозные ресурсы категории Р₃ локализуются на глубоких горизонтах месторождений: глубже 600 м для бурых и 600–1200 м для каменных углей. В Южном узле угленакопления для угленосных площадей *Тихоновического* и *Лопатинского* месторождений методом экспертных оценок подсчитаны прогнозные ресурсы по категории Р₃ 175 и 339 млн т соответственно (паспорта учета перспективных объектов № 6500025 и 6500026, <http://p3.vsegei.ru>). В Первомайском узле угленакопления количественная оценка прогнозных ресурсов по категории Р₃ для Первомайского месторождения составляет 96 млн т (паспорт учета перспективных объектов № 6500029, <http://p3.vsegei.ru>).

В меньшей степени каменные угли связаны с верхнедуйской свитой, которая слагает ядра и крылья синклиналиных структур. На Горнозаводском буроугольном месторождении (III-7-9) на участках, разведанных для шахтной отработки, вследствие метаморфизма углей, погруженных на большие глубины, бурые угли пластов, выходящих на бортах Горнозаводской синклинали, переходят в категорию длиннопламенных, то есть каменных.

Широким распространением в бассейне пользуются цеолиты. Цеолитизированы витрокластические туфы, пласты которых содержат невеликая и, в меньшей мере, холмская свиты. Основным минералом цеолитового ряда является клиноптилолит.

Центрально-Сахалинский буроугольный с цеолитами бассейн (5 УБ,сео/P₃-Q). Угленосность бассейна связана с верхнедуйской свитой, отложения которой слагают относительно небольшие грабенообразные впадины и залегающие на мезозойских разновозрастных тектонизированных образованиях Восточно-Сахалинской складчато-сдвиговой зоны на Тонино-Анивском полуострове (Новиковское месторождение), или небольшие синклиналильные складки в пределах Макаровского прогиба (месторождение Взморье).

В пределах Сусунайской впадины широко развиты торфяные болота с торфами различных типов и степени разложения. В сообщающихся с морем лагунах (озера Изменчивое, Длинное и др.) сформировались залежи лечебных грязей.

В пределах бассейна выделен *Тонино-Анивский узел угленакопления* (5.0.1 УБ), в котором локализовано крупное буроугольное месторождение Новиковское. Угольные пласты месторождения связаны со среднемиоценовой верхнедуйской свитой.

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОЦЕНКА РЕСУРСОВ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Сведения о составе и геохимических особенностях рассеянного органического вещества (РОВ) из отложений, слагающих бассейны Татарского пролива, получены при бурении на присахалинском шельфе [Баханов и др., 1988; Борисов и др., 1979, 1987, 1989; Жаров и др., 2003ф]. Этими скважинами вскрыты главным образом отложения верхней части углегорского, а также курасийского и маруямского комплексов. Низы углегорского комплекса изучены только в Ильинской скважине (лист М-54), где они имеют вулканогенно-осадочный состав. Сергеевский и западно-камышовый комплексы изучены в полном объеме в Виндисской и Кузнецовской скважинах и в сокращенном объеме в Красногорской скважине (лист М-54). В пределах Исикари-Западно-Сахалинского бассейна в качестве потенциальных материнских толщ также рассматриваются верхнемеловые–палеоценовые отложения верхней части акустического фундамента [Жаров и др., 2003ф].

Верхнемеловые породы вскрыты на Виндисской площади. По результатам исследования образцов шлама, породы характеризуются повышенными концентрациями $S_{орг}$ в среднем более 2 % и повышенной битуминозностью (ХБ+СББ 0,06–0,12 %). Значительные колебания битуминоидного коэффициента $\beta_{ХБ}$ (1–6 %) свидетельствует о наличии как сингенетических, так и эпигенетических битумоидов. Присутствие в составе ОВ гуминовых кислот (γ – 13–21 %) отражает существенно арконовый (гумусовый) тип органики. Приведенные геохимические параметры позволяют отнести верхнемеловые отложения к классу средних по качеству нефтематеринских толщ. Верхнемеловые породы испытали палеопогружение более 3000 м, находятся на стадии катагенеза МК1 (R_a – 0,59 %), достаточной для реализации генерационного потенциала и являются источником УВ, которые могут образовывать скопления легкой, вследствие спецификации состава исходного ОВ преимущественно ароматической нефти.

Вместе с тем, в депоцентрах Монеронского прогиба верхнемеловые породы были погружены от 4 до 7 км и, очевидно, должны были в основном реализовать нефтематеринский потенциал. С другой стороны, проявления газа, выявленные поисковыми скважинами на юго-западе Сахалина и локализо-

ванные в отложениях быковской и красноярковской свит, могут свидетельствовать о потенциальной газоносности верхнемеловых отложений. Палеоценовые отложения, вскрытые в обеих скважинах, не были изучены геохимическими методами.

Западно-камышовый комплекс палеоцен-эоценовый. Результаты геохимических исследований раннепалеогеновых отложений [Жаров и др., 2003ф] показали высокую обогащенность разреза органическим веществом. Наибольшие значения $S_{орг}$, в среднем 4,62 % (Виндисская площадь) и 3,67 % (Кузнецовская площадь), отмечены в породах терригенно-кремнистой угленосной пачки. Одновременно с повышенным содержанием ОВ отмечается и повышенная битуминозность, с преобладанием во всех пачках тяжелых осмоленных битумоидов. Один из наиболее информативных параметров – битумоидный коэффициент $\beta_{ХБ}$, позволяющий судить о присутствии миграционного битумоида, на Кузнецовской площади не выходил за границы фоновых значений (8,8–1,73 %), что говорит об отсутствии признаков перераспределения УВ. На Виндисской площади в аналогичных отложениях, напротив, выявлено почти повсеместное присутствие следов перераспределения УВ, что находит отражение в высоких значениях $\beta_{ХБ}$ (до 28,9 %) и подтверждается методом УФ микроскопии.

Судя по условиям накопления и особенностям геохимических параметров битуминозности, в породах западно-камышового комплекса преобладает РОВ преимущественно арконового или окисленного алинового типа.

Несмотря на то, что породы эоценового комплекса погружались в своей истории в зону ГФН, в силу специфики состава органического вещества и относительно невысокого катагенеза ($MK1$, R_o – 0,58–0,62 %) комплекс рассматривается как газогенерирующий.

Западно-камышовый комплекс распространен преимущественно в Исикари-Западно-Сахалинском бассейне и крайне незначительно вдоль восточного борта Южно-Татарского бассейна. Мощность комплекса изменяется от первых сотен метров до 2,5 км в депоцентрах прогибов. Максимальные мощности установлены в Монеронском прогибе (2,4–2,5 км). В Холмском и Ясноморском прогибах они не превышают 1,5 км.

Нижняя часть комплекса (снежинкинский подкомплекс) формировалась в условиях аллювиально-озерной предгорной равнины с центром прогибания в северной части Монеронского прогиба. Краснопольевско-такарадайские отложения уже накапливались в обстановке ингрессии морского бассейна и под влиянием синхронного вулканизма на Монеронском и Пионерском поднятиях. Для подкомплекса характерно увеличение мощности от района Виндисской и Кузнецовской скважин в север-северо-восточном направлении.

Палеогеографические обстановки формирования комплекса способствовали накоплению, наряду с рассеянными, концентрированными форм ОВ с преобладанием гумусовой составляющей.

Олигоцен-миоценовый сергеевский комплекс. Как показали геохимические исследования образцов шлама, породы комплекса в разной степени обогащены рассеянным ОВ. В южной части Татарского пролива (Виндисская площадь) средние значения $S_{орг}$ составляют 0,571 %. В северном направлении с увеличением роли терригенно-кремнистого материала содержания $S_{орг}$ воз-

растают до 1,79 % (Красногорская площадь (лист М-54). С увеличением количества РОВ возрастает и суммарная битуминозность (ХБ+СББ) от 0,12 % (Виндисская площадь) до 0,33 % (Красногорская площадь).

На Виндисской площади наиболее часто встречаются образцы с миграционным битумоидом, не связанным с исходной органикой.

Отложения комплекса претерпели погружения до 4 км, однако не вышли из зоны раннего мезокатагенеза (МК1).

Геохимические особенности битуминозности свидетельствуют о присутствии в породах рассматриваемого комплекса преимущественно эпигенетического РОВ. Сингенетическое ОВ представлено преимущественно алиновыми формами, но претерпевшими значительное окисление. Исходя из изложенной геохимической характеристики, рассматриваемая кремнисто-вулканогенная толща обладает невысоким нефтегазогенерационным потенциалом, может быть отнесена к типу низкокачественных или промежуточных нефтегазоматеринских толщ.

Сергеевский комплекс имеет широкое распространение и характеризуется изменчивой мощностью: от минимальной на поднятиях до 2,0 км в прогибах. Максимальные мощности установлены в Южно-Татарском бассейне (до 1660 м), в депоцентрах Исикари-Западно-Сахалинского бассейна его мощность не превышает 0,9–1,2 км.

По данным сейсмофациального анализа, формирование сергеевского комплекса проходило в разнообразных обстановках осадконакопления (Жаров и др., 2002). В Исикари-Западно-Сахалинском бассейне осадки накапливались на преддуговой террасе Монеронской островной дуги и в междугузовом прогибе, углубляющемся в восточном направлении. Его депоцентры с мощностями коррелятивных отложений до 2,5 км расположены в пределах Юго-Западного Сахалина. Вблизи островной дуги преобладают вулканогенно-осадочные разности проксимальных частей склоновых отложений. В восточном направлении зернистость уменьшается, но в пределах шельфовой части бассейна должны превалировать туфогенные породы. Севернее, в Южно-Татарском бассейне комплекс формировался в обстановке задугового растяжения, т. е. в условиях прогрессивно углубляющегося морского бассейна, ограниченного в бортах конседиментационными вулкано-тектоническими поднятиями.

В депоцентрах локальных впадин (озер) и на открытых участках шельфа (Тернейский прогиб), возможно, формировались алеврито-глинистые толщи, содержащие органическое вещество с преобладанием сапропелевой составляющей.

Углегорский миоценовый комплекс характеризуется повышенными концентрациями $C_{орг}$, в среднем, более 1 %. Увеличение $C_{орг}$ происходит за счет примесей детритовых форм органики. Исходный тип ОВ изменяется от арконово-алиновых разностей до преимущественно арконовых. В кремнистых аргиллитах Старомаятинской площади РОВ представлено преимущественно алиновыми компонентами.

Степень зрелости ОВ в различных районах неодинакова. На Старомаятинской площади, например, РОВ достигло катагенных преобразований, отвечающих градации МК2 ($R_o = 0,7-0,54$), т. е. находится в главной фазе нефтегазообразования.

Различия в составе исходного типа ОВ и степени его преобразованности находят отражение в особенностях битуминозности.

На Старомаячинской площади наряду с уменьшением суммарной битуминозности (ХБ + СББ в среднем 0,11–0,058 %) отмечается значительная степень восстановленности битумоидов (ХБ/СББ > 1; содержание масел в ХБ > 80 %).

Результаты геохимических исследований показывают, что в отложениях углегорского комплекса происходят активные процессы генерации жидких и газообразных УВ.

Углегорский комплекс представлен базальными пачками глинисто-песчаных и вулканогенно-осадочных отложений чеховского подкомплекса и в основном трансгрессивной верхней частью разреза (верхнедуйский подкомплекс). Максимальные мощности комплекса установлены в Южно-Татарском (Гернейский прогиб – 1,3–1,4 км) бассейне.

В Исикари-Западно-Сахалинском бассейне отложения комплекса развиты дискретно в минимальных мощностях и не могут рассматриваться как материнские толщи.

В пределах Южно-Татарского бассейна в верхнедуйское время существовала обстановка открытого глубоководного морского бассейна с накоплением кремнисто-глинистых и кремнистых толщ, являющихся, по геохимическим характеристикам, высококачественными нефтематеринскими толщами.

Наиболее благоприятными нефтематеринскими свойствами обладают кремнистые отложения **курасийского и маруямского комплексов**.

Отложения рассматриваемых комплексов характеризуются повышенными содержаниями РОВ и значительной битуминозностью.

Курасийский комплекс, отвечающий максимуму трансгрессии, характеризуется преимущественно глинистым составом и традиционно рассматривается в качестве регионального флюидоупора. Ухудшение качества покрышек можно ожидать на участках развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, а также кремнистых толщ, в связи с ухудшением их пластичности. Эти особенности установлены для низов курасийского комплекса в Южно-Татарском бассейне. Повышенная кремнистость курасийского комплекса в целом типична для южной части Исикари-Западно-Сахалинского бассейна (Монеронский прогиб), но в северном направлении предположительно происходит глинизация и частичное опесчанивание разреза. Подобную тенденцию к опесчаниванию в северном направлении испытывают курасийские отложения и в Северо-Татарском бассейне (лист М-54). Это связано с приближением к источникам сноса и общим обмелением бассейна в северной части. Наиболее высокие значения $C_{орг}$ (2,28–3,04 %) установлены в кремнистых породах курасийской свиты на Виндисской, Старомаячинской площадях. Максимальная битуминозность ХБ + СББ – 0,06–0,2 % установлена в отложениях курасийской свиты, причем отмечается преобладание битумоидов восстановленного типа. Битуминозность маруямских отложений несколько ниже (ХБ + СББ – 0,021–0,091 %), в составе битумоидов часто преобладают кислые фракции.

Значения коэффициентов битуминозности $\beta_{ХБ}$ увеличивается в северном направлении, в среднем от 0,8 (Виндисская площадь) до 5,5 % (Красногорская площадь). Компонентный и углеводородный состав ХБА отражают

наличие миграционных битумоидов, характеризующихся большим количеством масел (70 %), пониженным содержанием асфальтенов (4,5 %).

Тип рассеянного ОВ – смешанный. Так, в алевролитах и опоках на Старомаячинской площади встречены образцы, в которых преобладают арконовые компоненты в составе РОВ. В этом же разрезе есть образцы, в составе УВ которых преобладают алиновые компоненты. Геохимические данные показывают, что в южной части Татарского пролива отложения маруямской и курасийской свит относятся к высококачественным нефтегазоматеринским толщам.

Мощность отложений по зональному распределению и значениям (варьирует в диапазоне 2,5–3,6 км) сопоставима с углегорским комплексом. Исключение составляют глубокие депоцентры Тернейского и Монеронского прогибов, где эти отложения достигают 4,3–4,4 км, а также северная часть Монеронского прогиба, где их мощности не превышают 1 км. Формирование толщ в пределах изучаемой территории проходило на фоне эвстатического подъема уровня океана в глубоководных прогибах. В Исикари-Западно-Сахалинском бассейне они накапливались в дифференцированных условиях присдвигового прогибания, что способствовало накоплению в Монеронском тропе глинисто-кремнистых биогенных осадков, а на конседиментационных поднятиях – песчано-глинистых шлейфов.

На участках унаследованного развития терригенных отложений (своды поднятий, локальные дельты, склоновые клиноформы) в условиях поступления грубозернистых разностей формировались толщи со смешанным составом РОВ.

По мере перехода к относительно глубоководной обстановке при широком расцвете диатомовой флоры, характерной для курасийских отложений, увеличивается роль опок, глин, кремнистых осадков и формируются биохемогенные кремнистые толщи с преобладающей долей сапропелевой составляющей в РОВ.

НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В соответствии с утвержденным нефтегазогеологическим районированием шельфов Дальневосточных морей Российской Федерации (Маргулис, 2012) площадь листа охватывается двумя нефтегазоносными провинциями: Япономорской и Охотской, в пределах которых выделяются Южно-Татарская, Западно-Сахалинская и Южно-Сахалинская нефтегазоносные области.

Япономорская нефтегазоносная провинция

В Япономорскую НПП в пределах листа входят Южно-Татарская ПНГО и Западно-Сахалинская НГО.

Южно-Татарская ПНГО (8 Н,Гз/Р-N) занимает большую часть акватории листа L-(53),54 и располагается в основном в южной глубоководной части Татарского пролива и в северной части Японского моря. Мощность осадочного чехла в Южно-Татарской ПНГО достигает 7–8 км, область изучена только сейсморазведкой. Наиболее полная характеристика элементов возможных нефтегазоносных систем приведена в работе [Геология..., 2004].

В Татарском проливе выявлено около 40 локальных структур, представляющих собой вытянутые и разбитые разломами антиклинали на сахалинском мелководье и спокойные брахискладки на некотором удалении от берега. Площадь структур колеблется в широких пределах и достигает 275 км² (Самаргинская). На девяти структурах проведено бурение, открыто лишь Изильметьевское месторождение (лист М-54).

Западно-Сахалинская НГО (9 Н,Гз/Р-Н) охватывает территорию Западного Сахалина и северо-восточную часть шельфа Татарского пролива, ее площадь – 53,3 тыс. км², в том числе 43 тыс. км² на акватории. Область соответствует крупной позднемеловой–кайнозойской депрессии, занимающей крайнюю часть Западного Сахалина, а также северную и восточную акватории шельфовой зоны Татарского пролива. Длина депрессии около 700 км, ширина – до 100 км. Мегаструктура резко асимметрична, имеет крутой дислоцированный восточный (присахалинский) борт и относительно пологий, просто построенный западный. Наибольшие мощности чехла (до 6–8 км) «прижаты» к присахалинскому борту. По линии Центрально-Сахалинского разлома область граничит с Южно-Сахалинской НГО Охотской нефтегазоносной провинции.

В пределах Западно-Сахалинской НГО выделяется два нефтегазоносных района, охватывающих как акваторию, так и островную сушу – перспективный *Томаринский (9.1 Н,Гз)* и *Ясноморский (9.2 Н,Гз)*. Главным отличием их, послужившим основанием для их разделения, является замещение в разрезе невельской свиты (или ее части) на чеховскую, существенно вулканогенную, что, безусловно, снижает ее перспективность. В Ясноморском районе сосредоточены все известные нефтегазопроявления, как скважинные, так и поверхностные, привязанные к определенным геологическим структурам.

В *Томаринском районе* установлены пока только признаки нефтеносности, к которым авторы относят отмечавшиеся и нанесенные на геологические карты места с запахами нефти, пленками и примазками нефти. Такие признаки нефтегазоносности нельзя трактовать как нефтепроявления – их невозможно соотнести с геологическими структурами: если они сопутствуют тектоническому нарушению, то и невозможно привязать к какому-либо стратиграфическому подразделению, и, конечно, их невозможно оценить количественно, что противоречит определению проявления. Изученность сухопутной части Томаринского района в отношении нефтегазоносности специализированными работами практически нулевая, если не считать структурно-поисковые работы методом геологической съемки. Профильные сейсморазведочные работы низкой кратности с аналоговой записью были практически безинформативными, структурное и поисковое бурение не проводилось. При расчете прогнозных ресурсов для Томаринского района плотность прогнозных ресурсов определялась по нижнему граничному значению интервала плотности ресурсов (Карта прогноза на нефть и газ). Исходя из изложенного, на данном этапе изученности этого района в его пределах невозможно выделить прогнозируемые нефтегазоносные зоны. В дальнейшем специализированные нефтепоисковые работы (2-й очереди) в районе следует начинать с региональных сейсморазведочных, используя для этого имеющуюся плохо развитую дорожную сеть. Рекомендуются проведение геохимических (газометрическая съемка) работ.

Ясноморский нефтегазоносный район в нефтегазопроисловом отношении изучен гораздо лучше Томаринского и его нефтегазоносность доказана, что является главным.

Доступный для изучения и перспективный для обнаружения залежей углеводородов разрез в Ясноморском районе представлен образованиями от нижнего мела до верхнего миоцена. В разрезе преобладают нормально-осадочные песчано-глинистые отложения, вулканогенно-осадочные, кремнисто-алевролитовые, континентальные и паралические угленосные отложения. В разрезе имеется три региональных несогласия: между мелом и эоценом, между нижним и средним миоценом, между средним и верхним миоценом. Угловое несогласие при этом не всегда является явно выраженным.

Открытых месторождений нефти и газа, связанных с меловыми отложениями, нет не только в пределах изученной площади, но и на всем Сахалине и прилегающей акватории. Однако авторы не относят его к бесперспективным и даже к низко перспективным.

Во-первых, изученность этой части разреза в отношении нефтегазоносности крайне низкая. До настоящего времени не удалось получить системного информативного сейсморазведочного материала по меловым отложениям, что не позволяет подготавливать в них объекты под глубокое бурение. Из достоверно известных антиклинальных структур, благоприятных для образования ловушек углеводородов, то есть имеющих замкнутый контур, в меловых отложениях известна только одна – Кузнецовская на юге Крильонского полуострова. Именно на этой структуре в начале 1990-х годов была предпринята единственная в пределах листа целенаправленная попытка дать оценку перспективности мелового разреза на нефть и газ бурением. То есть бесперспективность меловых отложений нельзя считать доказанной на основе ее достаточного изучения и полученного отрицательного результата.

Во-вторых, результаты начатого параметрического бурения свидетельствовали как раз о высокой перспективности вскрытого разреза. Параметрическая скважина была заложена в ядре складки, в поле выхода на дневную поверхность среднебыковской подсвиты. Всего было пройдено бурением 559 м (проект – 4000 м), скважина из быковской свиты не вышла, но бурение было остановлено по причине невозможности его продолжения из-за аномально высоких пластовых давлений (АВПД), что выражалось в бурных фонтанных водо-газопроявлениях. АВПД в мощных глинистых толщах трактуются по-разному: некоторые считают их следствием внедрения газов в глинистые покрывки из нижележащих залежей углеводородов или непосредственно с залежами [Прогноз, 1986; Фенин, 2010], другие следствием образования углеводородов непосредственно в глинистых толщах, являющихся нефтематеринскими, но в связи с плохой проницаемостью глин, остающиеся в ней и создающие очаги АВПД [Блинов, 2009; Астахов, 2015]. В любом случае это считается положительным признаком в оценке нефтегазоносности недр. Для отвержения органической теории происхождения нефти быковская свита является нефтематеринской (содержание $C_{орг}$ колеблется в широких пределах – от 0,35 до 2,0 %, в среднем 0,64 % [Воронин, 1987ф]). Для сторонников глубинного генезиса углеводородов она – идеальная покрывка, которая может сохранить залежи углеводородов в нижележащих отложениях.

Меловые отложения (красноярковская свита) вскрывались и на Большехолмской структуре, там также отмечались газопроявления. В поле выхода меловых отложений расположен Южно-Сахалинский грязевый вулкан, во время извержений которого выделяются углеводородные газы и нефть. Так, во время извержения 1959 г. в составе выделявшегося газа метана было до 46,95 %, а на поверхности вблизи жерла образовывались маслянистые нефтяные пленки [Сирык, 1968].

Западная часть п-ова Крильонский была покрыта геохимической (газометрической) съемкой и две из выявленных газометрических аномалий были связаны с меловыми отложениями. Одна (слабоконтрастная) соответствовала Кузнецовской структуре, другая (контрастная) небольшой складке на побережье Татарского пролива, большей частью расположенной в акватории [Воронин, 1987] (рис. 23). Также на Кузнецовской структуре, на глубине 1800 м электроразведочными работами была установлена аномальная зона повышенных сопротивлений [Голербах, 1979ф].

Вышеперечисленное свидетельствует о высокой перспективности мелового разреза в отношении нефтегазоносности и авторы рекомендуют возобновить параметрическое бурение на Кузнецовской структуре.

Непосредственно в перекрывающей меловые отложения снежинкинской свите открыто первое на Юго-Западном Сахалине нефтяное месторождение – Георгиевское. Проявления нефти и газа, связанные с кайнозойскими отложениями, и в Ясноморском нефтегазоносном районе отмечались при разбуривании большинства структур, этим же структурам часто сопутствовали и поверхностные признаки нефтегазоносности, что свидетельствует о его несомненной перспективности.

Долгое время причины поисковых неудач связывались с отсутствием во всем разрезе пластов с хорошими коллекторскими свойствами и трудностью подготовки структур к бурению ввиду отсутствия информативных сейсморазведочных материалов. По мнению авторов, к этим причинам нужно добавить использование сверхтяжелых буровых растворов и проблемы с испытанием пластов, содержащих высокопарафинистые нефти.

В настоящее время удается получить качественный сейсморазведочный материал на большую часть геологического разреза, но из-за сложных физико-географических условий ограничения в возможности использования сейсморазведки остаются. В сложившихся условиях, учитывая контрастный геологический разрез, благоприятный для картирования и структурных построений, целесообразно вернуться к структурным построениям по материалам геологической съемки. Положительный опыт таких работ с комплексацией их с геохимическими исследованиями имеется [Воронин, 1987ф; Чумаков, 1989ф, 1990ф, 1991ф].

В районе широко развиты пликвативные структуры в виде протяженных антиклинальных ветвей с ундулирующими шарнирами, разрывные нарушения способны формировать тектонически экранированные ловушки, фациальные изменения пород – литологически экранированные. Разрывные нарушения взбросо-надвигового типа могут сами формировать ловушки, как в автотонах, так и в аллотонах.

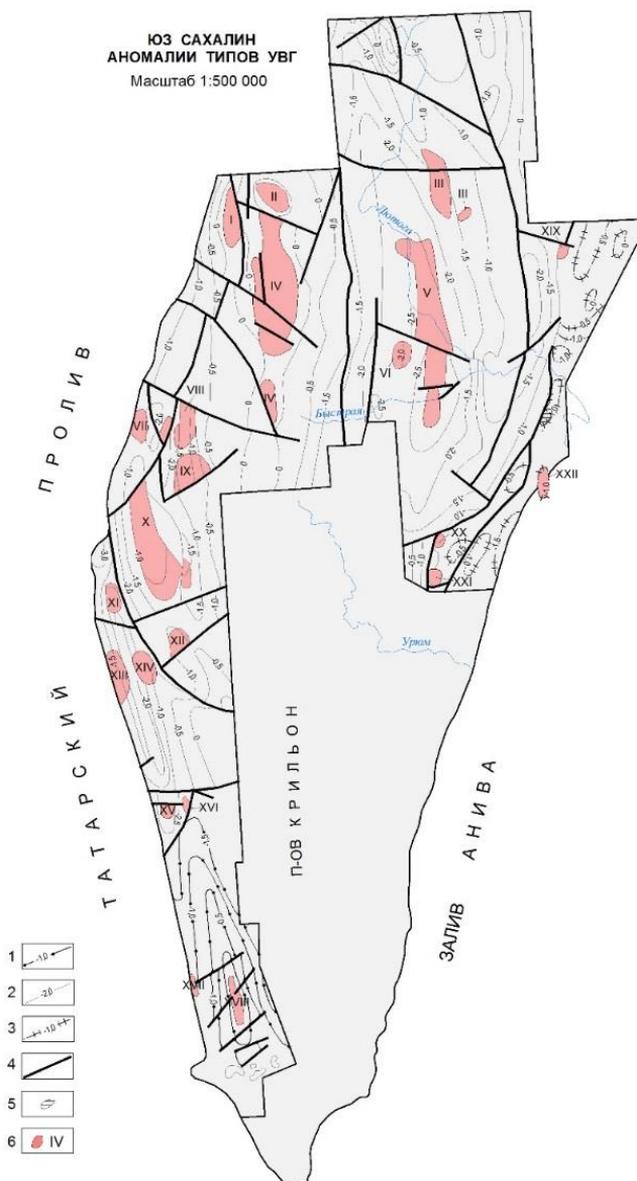


Рис. 23. Газометрические аномалии юго-западной части о. Сахалин.

1 – изогипсы (км) кровли среднебыковской подсвиты, 2 – изогипсы (км) подошвы аракайской свиты, 3 – изогипсы (км) к условному горизонту в маруямской свите, 4 – разломы, 5 – месторождения газа, 6 – газометрические аномалии и их названия (I – Чусовская, II – Холмская, III – Чистоводненская, IV – Свинская, V – Лютогская, VI – Ковровская, VII – Северо-Невельская, VIII – Ясноморская, IX – Ловецкая, X – Южно-Невельская, XI – Горнозаводская Северная, XII – Первомайская, XIII – Шебунинская, XIV – Горнозаводская, XV – Обутонайская, XVI – Восточно-Обутонайская, XVII – Рифлянская, XVIII – Кузнецовская, XIX – Предгорная, XX – Верхне-Лозинская, XXI – Починская, XXII – Восточно-Луговская).

В этих условиях, при практически доказанной нефте-газонасыщенности разреза, определяющим фактором формирования залежей будет наличие коллекторов.

Геологосъемочными работами при изучении разрезов снежинкинской свиты отмечалось присутствие аллювиальных фаций с хорошими коллекторскими свойствами. Доля аллювиальных русловых и пойменных фаций в разрезе варьирует в широких пределах, достигая иногда 40–45 % [Галушка, 1978], с этими фациями и следует связывать обнаружение пластов-коллекторов. Нельзя отрицать и возможность в этом тектонически напряженном районе и широкого распространения трещинных коллекторов.

Интересную информацию предоставила и проведенная газометрическая съемка. Расположение газометрических аномалий, выявленных на Юго-Западном Сахалине, иногда принимало вид «цепочки», например, аномалии на Шебунинской структуре, Горнозаводской и Первомайской антиклинальных ветвях, Южно-Невельская аномалия и Ловецкая располагались друг за другом в широтном направлении вкрест простирания структур (рис. 23), вероятно, отражая появление в разрезе коллекторов, предположительно, насыщенных углеводородами, связанных с появлением в разрезе русловых фаций, закономерно развивавшихся при размыве и выносе терригенного материала с суши поднятой вдоль зоны Центрально-Сахалинского разлома.

Конечно, считать доказанным факт, что газометрические аномалии соответствуют только залежам углеводородов, преждевременно, но единственный случай целенаправленной заверки аномалии бурением (скважина закладывалась в структурном отношении далеко не в идеальных условиях) привел к открытию Георгиевского нефтяного месторождения [Оксенгорн, 2007ф]. В условиях ограниченных возможностей сейсморазведки, в силу сложных физико-географических условий, данные геохимических работ в этом районе приобретают важное значение.

Территорию Ясноморского НГР следует считать перспективной и на обнаружение значительных запасов углеводородов, связанных со слабопроницаемыми породами (так называемые, «сланцевые» газ и нефть). При проведении сейсморазведочных работ на Ковровской структуре [Мартынов, 1978ф] отмечалась дегазация пород невельской свиты, вскрытых мелкими сейсморазведочными скважинами. Газ, выделявшийся из 15-метровых скважин, можно было даже поджечь. В Лютогской перспективной зоне нефтегазонакопления гидрогеологическая скважина, заложенная с целью поисков промышленных йодно-бромных вод, в разрезе невельской свиты при испытаниях в нескольких интервалах давала непромышленные притоки газа, а в одном интервале приток оценивался не менее чем 10 тыс. м³/сут. Лютогской синклинали также соответствует газометрическая аномалия. Локализация залежи в синклинальной структуре может быть объяснена наличием на крыльях непроницаемых экранов, гидродинамических или литологических. Появление же в погруженной части синклинали удовлетворительных коллекторов можно, предположительно, связать с наличием в разрезе невельской свиты туфогенных пород с высоким содержанием цеолитов и их перекристаллизацией с погружением на глубину с высвобождением порового пространства. Высокую перспективность обнаружения залежей газа в невельской свите подтвер-

ждают газопроявления в ходе структурного и незавершенного поискового бурения на Приточной структуре.

Перспективной для обнаружения «сланцевого» газа может быть и аракайская свита. По устным сообщениям нефтяников, разбуривавших Малкинскую структуру, весь разрез аракайской свиты обладал высокой газонасыщенностью, но имел при этом низкие фильтрационно-емкостные свойства.

В пределах акватории к Ясноморскому нефтегазоносному району относится Исикари-Западно-Сахалинский бассейн, главными структурными элементами которого являются Монеронский, Холмский и Ясноморский прогибы, разделенные между собой погребенными конседиментационными антиклинальными поднятиями. Вдоль оси прогиба протягиваются кулисовидные постседиментационные складчато-разрывные структуры (Холмско-Шебунинская и Кузнецовская антиклинальные зоны), трассирующие зону Западно-Сахалинского разлома.

Выполняющие прогибы меловые и палеогеновые породы характеризуются непостоянством физических свойств. При достаточно удовлетворительных емкостных показателях (открытая пористость до 15 % и более) они обычно слабопроницаемы. Лучшая проницаемость (до 165 мД) установлена для русловых эоценовых песчаников на южной оконечности Сахалина.

В пределах Ясноморского НГР выделяются пять зон нефтегазонакопления:

Холмско-Невельская (с установленной промышленной нефтеносностью) (9.2.2 Н,Гз) и прогнозируемые Слепиковско-Горнозаводская (9.2.1 Н,Гз), Лютогская (9.2.3 Н,Гз), Восточно-Монеронская (9.2.4 Гз), и Кузнецовская (9.2.5 Н,Гз). Их выделение обусловлено наличием прямых свидетельств присутствия в разрезе нефтегазонасыщенных пород, наличием перспективных ловушек углеводородов и геохимических аномалий, предположительно связанных с залежами углеводородов.

Отдельно следует обратить внимание на характерную особенность практически всех нефтей, полученных при нефтепоисковых работах в Западно-Сахалинской НГО. Все нефти из снежинкинской свиты (Георгиевское месторождение, Южно-Невельская и Северо-Невельская структуры), такарадайской и аракайской (Шебунинская структура), невельской свиты (Ковровская структура) отличались очень высоким содержанием парафина – 40–60 % и застывали при температуре 50 °С, то есть в жидком состоянии они были только в пластовых условиях. Такая общая характеристика нефтей, полученных из разных стратиграфических подразделений, на структурах, расположенных на значительных расстояниях друг от друга, позволяет предположить единый источник поступления углеводородов для формирования залежей в изученной части Западно-Сахалинской НГО.

Для всей Западно-Сахалинской нефтегазоносной области расчет, исходя из плотностей ресурсов, определенных ФГУП ВНИГРИ 6,8/3,7 тыс. т н. э/км² [Григоренко, 2004ф], составляет 50,5/27,5 млн т н. э. По представлению авторов, расчет для Западно-Сахалинской нефтегазоносной области, исходя из этих данных, сейчас не приемлем, так как плотности прогнозных ресурсов ВНИГРИ рассчитывались до открытия Георгиевского нефтяного месторождения и, следовательно, до получения новых данных о нефтегазоносности

разреза, и требуют существенных корректив. Кроме того, впервые для Южного Сахалина был установлен палеогеновый уровень промышленной нефтеносности, была подтверждена эффективность как поискового признака геохимических аномалий, выявленных в Западно-Сахалинской НГО, установленные плотности прогнозных ресурсов требуют пересмотра в сторону их существенного увеличения.

Расчет прогнозных ресурсов по Западно-Сахалинской НГО осуществлен, исходя из плотностей прогнозных ресурсов, приведенных на карте прогноза нефтегазоносности. Если при расчете прогнозных ресурсов предполагаемых зон нефтегазонакопления в них была установлена промышленная нефтегазоносность, в расчет принимались максимальные уровни прогнозных ресурсов, если нет – средние. Для территории за пределами зон нефтегазонакопления в расчет принимались минимальные плотности прогнозных ресурсов. В расчет прогнозных ресурсов по Холмско-Невельской и Кузнецовской зонам нефтегазонакопления частично попала площадь акватории, так как ряд структур, входящих в эти зоны, расположены как на берегу, так и в транзитной зоне акватории. Такой расчет дал оценку прогнозных геологических/извлекаемых ресурсов по Западно-Сахалинской НГО для Ясноморского перспективного нефтегазоносного района: Холмско-Невельская зона нефтенакопления – 24,6/13,5; Лютогская – 17,9/9,9; Кузнецовская – 2,4/1,3; всего по Ясноморскому НГР – 60,5/36,4 млн т н. э.

С учетом утвержденных запасов нефти по Георгиевскому месторождению начальные ресурсы по Ясноморскому НГР составляют 114,0/41,8 млн т н. э.

Для Томаринского НГР прогнозные ресурсы составили – 4,5/2,5 млн т н. э.

При расчете доли нефти и газа в составе углеводородов приняты равными, коэффициент извлечения нефти принят равным 0,1, каким он был принят для Георгиевского месторождения нефти при утверждении оперативных запасов.

Охотская нефтегазоносная провинция

Южно-Сахалинская НГО (10 Н,Гз/Р-N) располагается к востоку от Центрально-Сахалинского разлома, по которому граничит с Западно-Сахалинской НГО. Перспективная территория здесь ограничивается Сусунайской наложенной впадиной и узкой полосой суши от пос. Стародубское до пос. Взморье, относящейся к Макаровскому прогибу, большей своей частью расположенному в акватории залива Терпения. В пределах самой Сусунайской впадины и севернее только полоса шириной до 10–15 км, непосредственно примыкающая к зоне Центрально-Сахалинского разлома, может считаться высокоперспективной для обнаружения месторождений углеводородов. Здесь имеются достаточно благоприятные для формирования залежей геологоструктурные условия: значительные мощности осадочных пород, сочетающие наличие поровых коллекторов и малопроницаемых покрышек; наличие пликативных тектонических структур и интенсивной разрывной тектоники, благоприятных для формирования ловушек структурного типа со сводовым и тектоническим экранированием; фациальной изменчивости отложений, с вероятностью формирования литологических и стратиграфических ловушек. Остальная территория области относится к бесперспективным землям (места

выхода на поверхность изверженных, метаморфических и тектонизированных пород) или к малоперспективным (площади с небольшой мощностью осадочных отложений). К малоперспективным нами отнесены площади Корсаковской сбросовой ступени (Корсаковское плато) и Муравьевской наложенной впадины, мощность осадочных образований которых мала и, как правило, не превышает 1 км [Окулов, 1994ф; Соколова, 1995ф; Радюш, 1980ф.], а также восточная часть Сусунайского наложенного прогиба, примыкающая к Сусунайскому блоковому складчато-надвиговому поднятию, где нормально-осадочные породы сокращенной мощности представлены большей частью рыхлыми плиоцен-четвертичными отложениями, залегающими на метаморфизованных породах, которые скв. Соловьевская 1 вскрывает на глубине 970 м [Чумаков, 1978ф; Тузов, 2012ф]. С отрицательным результатом в пределах Корсаковской сбросовой ступени завершились и проводившиеся геохимические поиски нефти и газа [Чумаков, 1995ф].

Сейсморазведочными работами в строении южной части Сусунайской наложенной впадины установлена определенная зональность [Окулов, 1994ф]. Параллельно Центрально-Сахалинскому разлому расположены зоны: приразломная пликативно-дизъюнктивная, приразломная пликативная и моноклиальная. Первые две полосы резко отличаются информативностью сейсморазведочных материалов, поскольку зона, примыкающая к Центрально-Сахалинскому разлому, тектонически более нарушена, информативные сейсморазведочные материалы здесь получены не были. Подготовка структур в ее пределах осуществлялась не применяющимся с начала 1980-х годов структурным бурением, которое из-за несовпадения структурных планов на разных глубинах часто оказывалось малоэффективным. В результате в этой полосе промышленные залежи газа не были обнаружены, а одно газопроявление было установлено на Малинковской структуре при структурном бурении. В этой зоне были установлены три газометрические аномалии, расположенные вплотную к Центрально-Сахалинскому разлому. Следует отметить, что эффективность газометрических исследований в Сусунайской наложенной впадине оказалась гораздо ниже, чем на западном побережье из-за развитых на большей части впадины мощных рыхлых хорошо промытых отложений. Удовлетворительные результаты были получены только при работе по коренным выходам нижнемаруямской подсвиты вблизи Центрально-Сахалинского разлома. Аномалия на Восточно-Луговском месторождении была получена только благодаря бурению со сплошным отбором керна комплексом КГК-100 и опробованию плотных пород.

Все открытые месторождения располагаются во второй зоне с преобладанием пликативных дислокаций в толще, сложенной маруямской и, возможно, кураийской свитами. Эти складки – результат сжатия в приразломной полосе, в нижележащих более литифицированных породах они корней не имеют. Промышленные притоки газа установлены на Анивской группе пологих складок в прибрежной зоне Анивского залива в районе устья р. Лютога. Залежи газа связаны с пластами песчаников нижнемаруямской подсвиты. Всего здесь открыто четыре малых по запасам месторождения: Восточно-Луговское, Южно-Луговское, Заречное и Благовещенское. В разрезе свиты выделяется до 14 пластов с удовлетворительными коллекторскими свойствами.

Практически все, кроме нижнего пласта XIV, обладающего лучшими фильтрационно-емкостными свойствами во всей группе месторождений, содержат газовые залежи. В зависимости от глинистости пластов песчаника, меняющейся даже в пределах одного месторождения, одни и те же пласты могут обладать различной продуктивностью на разных месторождениях. Залежи пластово-сводовые, XIV пласт, являясь базальным для маруямской свиты и залегая на полого воздымающейся в восточном направлении поверхности холмско-невельских отложений, ловушки углеводородов не создает.

Третья зона – моноклиальная – начинается на удалении до 10 км от зоны Центрально-Сахалинского разлома и распространяется вплоть до границы с Сусунайским складчатым блоково-надвиговым поднятием. Моноклиаль западного падения фиксируется по уровням несогласий между меловыми и палеогеновыми образованиями, между маруямской, холмской и невельской свитами. Пликативные осложнения, как возможных ловушки углеводородов, здесь установлены не были.

Так как перспективы Южного Сахалина долгое время связывались преимущественно с маруямской свитой, то и основной объем поисковых работ в этом районе был направлен на ее изучение. Целенаправленно изучение нижележащих отложений, как невельских, холмских, аракайских, так и меловых, здесь не проводилось. Вскрывавшиеся при поисковом бурении эти отложения всегда оказывались в неблагоприятных структурных условиях. Устанавливавшиеся по данным ГИС проницаемые пласты оказывались водоносными. Таким образом, весь разрез, залегающий ниже подошвы маруямской свиты, можно считать неизученным, однако учитывая результаты работ в Западно-Сахалинской НГО, – имеющим определенные перспективы.

В северной части Сусунайской наложенной впадины поисковые работы не принесли положительного результата. Была открыта малая залежь на Айской и получен непромышленный приток газа на Северо-Долинской структурах. Пликативные структуры в этом районе по своему строению схожи с изученными в Анивском районе и имеют такую же природу. Подстиляет маруямскую свиту здесь холмская свита, невельская свита из разреза исчезла, что снижает перспективы подстилающего маруямскую свиту разреза. Поисковые работы в этом районе были прекращены в 1980-е годы. После этого в районе города Анива поисковые работы возобновлялись с применением более совершенных методик как полевых исследований, так и камеральных, и было открыто два новых месторождения на уже, казалось бы, хорошо изученных площадях, уточнено строение ранее открытых месторождений, намечены новые перспективные объекты для дальнейшего изучения. На севере же такого возврата не было и, вполне возможно, что применение новых методик сейсморазведки и в этом районе даст положительный результат.

В Южно-Сахалинской нефтегазоносной области выделяются Южно-Анивская газоносная зона (10.0.4 Гз) с установленной промышленной газоносностью и перспективные газоносные зоны с прогнозируемой газоносностью: Айская (10.0.1 Гз), Мордвиновская (10.0.2 Гз), Стародубская (10.0.3 Гз), Западно-Анивская (10.0.5 Гз) и Восточно-Анивская (10.0.6 Гз).

Оценка прогнозных извлекаемых ресурсов углеводородного сырья для островной суши Южно-Сахалинской нефтегазоносной области без учета

бесперспективных и малоперспективных земель осуществлялась, исходя из плотности прогнозных ресурсов, определенных ФГУП ВНИГРИ на 1.01.2002 г. [Григоренко, 2004ф], которая составляет (геол./извл.) 6,1/5,3 тыс. т н. э./км². Эти плотности приняты для расчета потому, что все открытия в районе Анивской группы месторождений не выходили за рамки дававшихся ранее прогнозов. В расчете учитывались только перспективные площади. Прогнозные ресурсы составляют 10,4/9,0 млн т н.э. по категории D₂. Небольшая разница между геологическими и извлекаемыми ресурсами объясняется предположением о значительном преобладании в составе углеводородов газа над нефтью. Известно единственное проявление нефти к северу от изученной территории. В шахте Макаровская высачивание нефти наблюдалось из пород верхнедудьской свиты.

Прогнозные ресурсы для зон газонакопления определены с частичным присоединением площади акватории, поскольку в транзитной зоне могут также оказаться перспективные структуры, такие как Восточно-Луговское газовое месторождение. Для Южно-Анивской зоны газонакопления они составляют 5,8/5,1, для Айской – 2,5/2,1 млн т н. э.

Потенциальные коллекторы и флюидоупоры

Главными компонентами нефтегазоносных систем, определяющими возможности аккумуляции и консервации углеводородов в ловушках, являются резервуары и покрышки. Проблема выделения в Татарском проливе как коллекторских толщ, так и флюидоупоров является одной из наиболее значимых, о чем свидетельствуют неудачи поискового бурения на сахалинском шельфе. Разнообразные условия кайнозойского осадконакопления в бассейнах Татарского пролива предполагают развитие всех типов резервуарных толщ с преобладанием поровых коллекторов.

В Южно-Татарском бассейне, характеризующемся наиболее глинистым и кремнисто-глинистым составом неогеновых комплексов, испытавших в своей истории погружение на 3 км и более, вдоль зон постседиментационных дислокаций прогнозируются массивные резервуары с трещинным типом коллектора.

В южной части Южно-Татарского бассейна, в центриклинали Слепиковской антиклинальной зоны прогнозируется развитие турбидитовой склоновой ассоциации, отчетливо проявленной в отложениях нижнемаруямского подкомплекса. Резкое разрастание осадочной линзы вниз по склону с дивергентным строением слоистого разреза характерно для склоновых шлейфов и участков разгрузки мутьевых потоков. Результаты АВО-анализа также подтвердили наличие пластовых тел песчаного состава [Жаров и др., 2004].

В южной части рассматриваемой площади, в пределах Исикари-Западно-Сахалинского ОБ, коллекторские толщи прогнозируются практически на всех стратиграфических уровнях, но главные резервуары предполагаются в эоцен-миоценовых отложениях западно-камышового и сергеевского комплексов.

Среди них пластовые резервуары порового типа, приуроченные к мелководно-морским, шельфовым, прибрежно-морским и субконтинентальным аллювиально-озерным отложениям. Депоцентры прогибания эоцен-олигоцен-

нового бассейна протягивались косо к современной береговой линии, что определяет позицию более грубозернистых осадков в основном в западной части бассейна на склонах Монеронского, Пионерского и Холмского поднятий. Вместе с тем, для этих участков характерно широкое развитие вулканокластических шлейфов и, как следствие, возможность обнаружения массивно-пластовых резервуаров в случае их перекрытия мощным флюидоупором. В направлении к современному берегу для нижних секций эоценового разреза предполагается глинизация, а для верхних, наоборот, развитие ритмично-слоистых песчано-алевролитовых толщ, связанных с локальными структурными внутрибассейновыми поднятиями. Здесь прогнозируются протяженные глинисто-песчаниковые пачки в краснопольевско-такарадайском подкомплексе, наличие которых подтверждено результатами АВО-анализа. В Монеронском прогибе установлено увеличение их количества и мощности к северу от Виндисской складки, что, видимо, связано с существованием на широте Невельска–Горнозаводска конседиментационного поднятия. В северной части бассейна в пределах Ясноморского и Холмского прогибов прогнозируется развитие пластовых резервуаров песчаного состава в сводах и на крыльях конседиментационных антиклинальных морфоструктур раннего заложения. Для этих же участков в сергеевском подкомплексе предполагается развитие фациальных переходов от вулканогенно-осадочных пачек к слоистым вулканомиктовым разрезам на склонах вулканотектонических структур и активизированных поднятий. Для них прогнозируются массивно-пластовые и литологически ограниченные резервуарные толщи с поровым типом коллектора.

Вдоль островного побережья, в зоне влияния разломов Западно-Сахалинской ССЗ прогнозируется сочетание коллекторов порового и трещинно-порового типов. Эти особенности установлены в нефтепоисковых скважинах Невельского района. Для более литифицированных отложений мелового возраста предполагается преимущественно трещинный тип коллекторов, а на флангах и за пределами сдвиговой зоны – трещинно-поровый.

Наконец, в курасийском комплексе прогнозируется развитие пластовых резервуаров порового типа, приуроченных к кровле комплекса в обрамлении палеоген-раннемиоценовых антиклинальных поднятий. Наличие песчаных пластов подтверждено АВО-анализом.

Таким образом, анализ распространения и прогноз качества потенциальных резервуарных толщ на присахалинском шельфе Татарского пролива показывает, что для Южно-Татарского бассейна развитие коллекторов возможно на склонах древних, погребенных поднятий в отложениях раннего миоцена, а на склонах и в центриклиналях глубоководного Тернейского прогиба – среди верхнемиоценовых турбидитов. В Исикари-Западно-Сахалинском бассейне пластовые резервуарные толщи сформированы в эоцен-олигоценых субконтинентальных и мелководно-морских отложениях, а также предполагаются в меловых отложениях в зонах влияния разломов Западно-Сахалинской СФЗ и в верхнемиоценовых песчаниках на обрамлении конседиментационных поднятий.

Флюидоупорами для всех типов резервуаров являются пласты или пачки глинистых пород с прослоями алеврито-песчаных пород. По площадному

размещению они могут быть региональными, зональными или локальными. Мощности их изменяются в пластовых резервуарах в пределах 10–90 м, в массивно-пластовых – 100 м и более.

Как правило, качество флюидоупоров определяют следующие параметры: мощность, песчанистость (отношение суммарной мощности песчаных прослоев к общей мощности флюидоупора), расслоенность (количество песчаных и глинистых слоев на 10 м разреза), выдержанность песчаных слоев или прослоев, минералогический состав глинистых пород, содержание пелитовой и псаммитовой фракции в породах флюидоупора. По степени постседиментационной преобразованности коллекторов и флюидоупоров выделяются четыре катагенетические зоны: отсутствие надежных флюидоупоров (стадии катагенеза ПК1–ПК21), пониженных экранирующих свойств (ПК22), оптимального сочетания коллекторских и экранирующих свойств (ПК3–МК1), пониженных коллекторских свойств, снижения экранирующих свойств вследствие трещиноватости (МК2). Анализ распределения залежей нефти и газа в пределах островной суши показал, что в зонах пониженной экранирующей способности глинистых пород (верхняя зона) и пониженных коллекторских свойств, снижения экранирующих свойств (нижняя зона) главным условием способности флюидоупора удерживать залежь, является его мощность и расслоенность. Наибольшее количество залежей нефти и газа имеют покрывки мощностью 40–80 м. При мощности менее 5 м сохраняются единичные мелкие залежи. Также наибольшее число залежей связано с однородными по структуре глинистыми разделами, в которых количество песчаных слоев не превышает одного на 10 м разреза. Установлено, что наиболее высоким качеством обладают флюидоупоры с мономинеральным (монтмориллонитовым) составом.

Курасийский комплекс, отвечающий максимуму трансгрессии, характеризуется преимущественно глинистым составом и традиционно рассматривается в качестве регионального флюидоупора. Ухудшение качества покрывок можно ожидать на участках развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, а также кремнистых толщ в связи с ухудшением их пластичности. Эти особенности установлены для низов курасийского комплекса в Южно-Татарском бассейне. Повышенная кремнистость курасийского комплекса в целом типична для южной части Исикари-Западно-Сахалинского бассейна (Монеронский прогиб), но в северном направлении предположительно происходит глинизация и частичное опесчанивание разреза. Подобную тенденцию к опесчаниванию в северном направлении испытывают курасийские отложения и в Северо-Татарском бассейне (лист М-54). Это связано с приближением к источникам сноса и общим обмелением бассейна в северной части.

В Исикари-Западно-Сахалинском бассейне в качестве промежуточного, зонального флюидоупора могут рассматриваться кремнисто-аргиллитовые отложения верхней части сергеевского комплекса (аналоги холмской свиты), но только вне зоны влияния разломов Западно-Сахалинской ССЗ. Подобные обстановки имеют место в Холмском прогибе, где эти отложения нивелируют палеогеновые конседиментационные антиклинальные структуры (Ясноморская и др.).

В Монеронском прогибе, в верхней части западно-камышового комплекса прогнозируется развитие аргиллит-алевролитовых пачек морского генезиса.

Они замещаются к бортам прогиба на песчано-алевролитовые отложения, но в осевой части разделяют потенциальные резервуарные толщи и также могут рассматриваться в качестве зональных флюидоупоров.

В Южно-Татарском бассейне, имеющим наибольшие мощности поздне-неогеновых комплексов, региональным флюидоупоров являются и отложения верхней части нижнемаруямского комплекса, между горизонтами 2а и 1. Для Южно-Татарского бассейна характерно некомпенсированное прогибание в позднем миоцене–плиоцене, что способствовало накоплению хемобиогенных кремнисто-глинистых осадков.

В Япономорской НГП (Западно-Сахалинская НГО и Южно-Татарская ПНГО) в пределах акватории листа L-(53),54 Реестром нефтегазоперспективных объектов [Сулова и др., 2015ф] учтено 15 локальных перспективных нефтегазоносных структур различных генетических типов, среди которых выделены структурные (антиклинальные и тектонически экранированные), стратиграфические и комбинированные ловушки. Большинство из них образует сближенные группы ловушек, имеющие сходные пространственно-временные и генетические признаки и формирующие перспективные зоны нефтегазонакопления (ПЗНГН). Параметры ловушек представлены в табл. 8.

Стратиграфические ловушки приурочены главным образом к палеогеновым и нижнемиоценовым осадочным комплексам на участках их выклинивания на бортах крупных конседиментационных поднятий (Монеронском, Холмском и др.). В Исикари-Западно-Сахалинском бассейне (Ясноморский НГР) они локализованы в палеоцен-эоценовых отложениях западно-камышового комплекса (Восточно-Монеронская ловушка). В Южно-Татарском бассейне (Южно-Татарская НГО) они приурочены к отложениям углеродского комплекса (Приморская ловушка). Вместе с тем, ловушки подобного типа закартированы только на участках, не подверженных интенсивным постседиментационным деформациям. Там стратиграфические ловушки фиксируются как составные элементы комбинированных ловушек, но с доминирующей ролью литологических (стратиграфических) экранов. Вышеназванные стратиграфические ловушки на сахалинском шельфе имеют незначительные размеры и невысокие перспективы нефтегазоносности.

Структурные антиклинальные ловушки полного контура различаются по генезису и структурной позиции. В Исикари-Западно-Сахалинском бассейне ловушки этого типа имеют кон- и постседиментационный генезис. Конседиментационные ловушки сформированы вдоль северо-восточной цепочки погребенных поднятий фундамента, протягивающейся от северной периклинали Монеронского поднятия, через Холмское поднятие к северной центриклинали бассейна. Они наиболее отчетливо выражены по кровле западно-камышового комплекса (Холмская ловушка) и часто осложнены на крыльях разломами (Ясноморская ловушка).

Ловушки, сформированные вдоль транспрессионных складчатых разрывных зон, имеют отчетливо постседиментационный генезис (Шестоманская ловушка) и соответствуют приразломным антиклиналям. Они проявлены по всем стратиграфическим уровням, но представляют интерес в палеогеновой секции разреза.

**Характеристика перспективных нефтегазоносных структур,
выявленных на шельфе Западного Сахалина**

Структура	Расстояние от берега, км	Глубина моря, м	Горизонт и последняя замкнутая изогипса, м	Площадь, км ²	Тип ловушки	Предполагаемый перспективный интервал	Мощность предполагаемого перспективного интервала, м
Западно-Сахалинская НГО							
Томаринский ПНГР							
Сергеевская	16	30	4, 1200	42,8	Тектонически экранированная	Курасийский комплекс	550
Яблоневая	20	50	2а, 3000	230	Тектонически экранированная	Нижнемаруямский комплекс	900
Чеховская	8	30	26, 2250	153,2	Комбинированная	Нижнемаруямский комплекс	700
Ясноморский НГР (Исикари-Западно-Сахалинский бассейн)							
Холмская	18	180	6, 800 7, 1200	186 116,5	Структурная	Сергеевский и западно-камышовый комплексы	420 500
Ясноморская	24	300	6, 1700 7, 2600	33,2 77,5	Структурная, тектонически экранированная	Сергеевский и западно-камышовый комплексы	550 500
Северо-Кузнецовская	14	70	6, 2000 7, 2600	32 23	Структурная, тектонически экранированная	Сергеевский и западно-камышовый комплексы	630 2000
Южно-Кузнецовская	20	80	6, 2400 7, 3000	64 15,8	Структурная, тектонически экранированная	Сергеевский и западно-камышовый комплексы	1000 2000
Шестоманская	15	50	6, 1600 7, 2800	53,8 46	Структурная, тектонически экранированная	Сергеевский и западно-камышовый комплексы	870 1100
Замирайловская	17	70	6а, 1600 7, 2000	30,2 29	Комбинированная	Сергеевский и западно-камышовый комплексы	800 1200
Зырянская	14	150	6, 1600 7, 2200	49 71	Комбинированная структурная	Сергеевский и западно-камышовый комплексы	960 1400
Горнозаводская	6	70	7, 2000	16,3	Тектонически экранированная	Западно-камышовый комплекс	2500
Кронштадская	5	70	7, 2800	67,5	Структурная, тектонически экранированная	Западно-камышовый комплекс	1600

Структура	Расстояние от берега, км	Глубина моря, м	Горизонт и последняя замкнутая изогипса, м	Площадь, км ²	Тип ловушки	Предполагаемый перспективный интервал	Мощность предполагаемого перспективного интервала, м
Восточно-Монеронская	42	200	7, 1400	97,5	Стратиграфическая, выклинивания	Западно-камышовый комплекс	200
Южно-Татарская ПНГО (Южно-Татарский бассейн)							
Приморская	33	200	5а, 1600	205,8	Стратиграфическая, выклинивания	Углегорский комплекс (верхнедуйский подкомплекс)	500
Самаргинская	37	275	6, 2700	156,7	Комбинированная	Сергеевский комплекс	400

Более широко в пределах шельфа Западного Сахалина распространены тектонически экранированные ловушки, относящиеся в основном к постседиментационным структурам. Они повсеместно контролируются Западно-Сахалинской ССЗ и составляют основу Слепиковско-Горнозаводской и Восточно-Монеронской перспективных зон. Наиболее крупные и перспективные структуры сформированы в участках наложения складчато-разрывных дислокаций на склоны и депоцентры прогибов (Монеронский, Ясноморский, Тернейский). В ряде случаев постседиментационные дислокации наследуют более древние конседиментационные антиклинали, формируя структурные ловушки сложного генезиса и истории развития (Холмская ловушка).

Столь же многочисленными на шельфе Западного Сахалина являются комбинированные ловушки, характеризующиеся сочетанием антиклинальной складки либо структурного носа с тектоническим экраном и линией выклинивания либо литологического замещения осадочных комплексов. Они могут быть разделены на две группы ловушек: с преобладанием литологических и стратиграфических, а также структурных экранов. Первые развиты на склонах разновозрастных конседиментационных поднятий, переходящих в борта крупных прогибов и осложненных зонами разломов (Чеховская ловушка).

Ниже, в последовательности с севера на юг, рассмотрены особенности строения и истории развития типичных комбинированных и тектонически экранированных ловушек, с которыми связываются основные перспективы Западно-Сахалинской НГО в пределах листа L-(53),54. Морфометрические характеристики ловушек приведены в табл. 9.

Чеховская комбинированная ловушка расположена в юго-восточной части Тернейского прогиба, в Томаринском ПНГР, в центриклинали Слепиковской синклинали зоны, осложненной постседиментационными взбросами северо-западного простирания. Ловушка закартирована по кровле целевого горизонта 2б, в интервале глубин – 1,25–2,25 км. Резервуарная толща этой ловуш-

ки формировалась на крутом, подвижном борту Южно-Татарского бассейна, динамика которого определялась крупноамплитудным сбросообразованием вдоль северного борта Пионерского поднятия. Синхронно с прогибанием формировались протяженные склоновые турбидитовые шлейфы, образующие клиноформы бокового наращивания островного склона. В верхнемиоценовой части нижнемаруямского комплекса в подобных турбидитовых пачках выделены протяженные, предположительно песчаные пластовые коллекторы (до 10–20 %), формирующие ритмичнослоистую резервуарную толщу. По падению фиксируется глинизация пластов (повышение скоростных характеристик и исчезновение амплитудных AVO аномалий), а по восстанию они экранированы зоной взброса и претерпевают антиклинальное смятие. Флюидоупором являются перекрывающие кремнисто-глинистые отложения маруямского комплекса.

Т а б л и ц а 9

**Локализованные ресурсы выявленных объектов
на акватории Западно-Сахалинской НГО**

Структура	НСП УВ (млн т н.э.)		Суммарная величина ресурсов нефти (геол./извл.), млн т	Суммарная величина ресурсов газа, млрд м ³	Категория ресурсов
	геол.	извл.			
Томаринский ПНГР					
Яблоневая	36,7	24,46	13,6/1,36	23,10	D ₂ Л
Сергеевская	9,10	0,48	4,78/0,48	4,32	ДЛ
Чеховская	37,7	20,74	18,85/1,89	18,85	D ₂ Л
Ясноморский НГР					
Холмская	26	14,3	13/1,3	13,00	D ₂ Л
Ясноморская	18,2	10,01	9,1/0,91	9,10	D ₂ Л
Зырянская	18	9,2	9/0,2	9,00	D ₂ Л
Северо-Кузнецовская	14,8	10,49	4,8/0,49	10,00	D ₂ Л
Южно-Кузнецовская	24,5	15,68	9,8/0,98	14,70	D ₂ Л
Шестоманская	20,6	11,33	10,3/1,03	10,3	ДЛ
Замираловская	19,8	9,09	11,9/1,19	7,90	D ₂ Л

Анализ динамики очагов нефтегазообразования Тернейского прогиба показывает, что в Слепиковской зоне к началу плиоцена сергеевский и углегорский комплексы реализовали свой потенциал, а курасийский в значительной степени вошел в ГЗГН. На современном этапе уже и нижнемаруямский комплекс находится в ГЗГН и имеет максимальный эмиграционный потенциал, а курасийский его исчерпал. В то же время, консервация ловушки должна была

завершиться в середине плиоцена, когда кремнисто-глинистые отложения достигли глубин 1–1,2 км и сформировались тектонические ограничения резервуарной толщи. Это позволяет рассчитывать на существование надежных стратиграфических и структурных экранов и наличие залежей УВ.

Близкий тип резервуарной толщи, но с преобладанием тектонического экрана имеет Яблонева тектонически экранированная ловушка, также приуроченная к нижнемаруямскому комплексу, но к его подошвенной части (целевой горизонт 2а). Для них признаки коллекторских интервалов установлены методом АВО анализа. Предполагается, что песчано-глинистые резервуары содержат до 10 % литологически ограниченных песчаных коллекторов порового типа.

Кронштадская тектонически экранированная ловушка входит в состав Слепиковско-Горнозаводской перспективной ЗНГН. Ловушка закартирована в северо-восточной части Монеронского прогиба и контролируется кулисовидной ветвью Холмско-Шебунинской антиклинальной зоны. Ловушка представляет собой периклиналь структурного носа, погружающегося в южном направлении в Чкаловскую синклиналичную зону и ограниченного на крыльях взбросо-сдвигами встречного падения. Структура имеет отчетливо постседиментационный генезис и закартирована по кровле западно-камышового комплекса изогипсой –2,8 км. В ее центральной части расположен локальный антиклинальный купол, оконтуренный изогипсой –2,4 км. Высота антиклинальной структуры в пределах ловушки – 0,6–1,0 км. По кровлям вышележащих комплексов структура также картируется как антиклиналь неполного контура, ограниченная разломами в крыльях.

Потенциальными поровыми коллекторами в составе западно-камышового комплекса являются песчаные и песчано-алевритовые пачки, формирование которых проходило в мелководно-морской обстановке, вблизи борта конседиментационного поднятия. Основные резервуарные толщи песчаного и песчано-алевролитового состава прогнозируются в краснопольевско-такарадайском подкомплексе (интервал между горизонтами 7–7а) и в кровле снежинкинского подкомплекса (горизонт 7а). Флюидоупорами являются как внутрiformационные глинистые разности, так и глинистые и глинисто-кремнистые отложения сергеевского и курасийского комплексов.

В пределах ловушки развиты главным образом пластовые резервуарные толщи с долей коллектора 20–40%. Порода погружены на глубины –2–3 км и, согласно установленному геотермическому режиму Исикари-Западно-Сахалинского бассейна и принятой катагенетической зональности, находятся в оптимальной зоне сочетания коллекторских и экранирующих свойств резервуара.

Основными нефтегазоматеринскими толщами являлись песчано-глинистые и глинистые меловые отложения и породы эоцен-олигоценного западно-камышового комплекса.

Кронштадская ловушка окончательно сформировалась в плиоцене в результате движений вдоль Западно-Сахалинской ССЗ, когда были образованы сквозные тектонические экраны, а восточная часть Монеронского прогиба полностью инверсирована. Однако началось формирование структурной ловушки в раннем миоцене, синхронно с движениями в Южно-Татарском бас-

сейне. С этим этапом связано формирование конседиментационных приразломных поднятий, образующих структурный каркас Холмско-Шебунинской антиклинальной зоны. По-видимому, в этот этап произошли блоковые движения и первые антиклинальные деформации осадочного чехла, выразившиеся в резком сокращении мощности углегорского комплекса. Процесс развития транспрессионных деформаций также был длительным: они начались в конце миоцена, но максимальных масштабов достигли только в плиоцене. Главный очаг генерации располагался в депоцентре Монеронского прогиба, непосредственно под ловушкой, где мощность нефтематеринских толщ явно превышает 2,5–3,0 км.

К ловушкам подобного генетического типа со сходной историей формирования относится большинство постседиментационных тектонически-экранированных ловушек Ясноморского ПНГР (Горнозаводская, Замирайловская, Северо- и Южно-Кузнецовская). Для них характерно развитие резервуарных толщ не только в эоценовых, но и в олигоценовых отложениях. Подобный пример проиллюстрирован Замирайловской комбинированной ловушкой, картированной как по кровле западно-камышового комплекса, так и по кровле целевого горизонта ба внутри сергеевского комплекса. Ловушка образована комбинацией изогипс (последняя замкнутая –1,6 км) и линий фациальных замещений, замкнутых на постседиментационные взбросо-сдвиги. Предполагается, что резервуарная толща, ограниченная в кровле горизонтом ба, является аналогом аракайской свиты Юго-Западного Сахалина и имеет неплохие коллекторские свойства вблизи сахалинского побережья.

Ясноморская тектонически экранированная ловушка (профиль 188955А) расположена на юго-восточном борту Холмского прогиба и сформирована как конседиментационная погребенная антиклинальная складка неполного контура, комбинированная с северо-восточными разломами (карта прогноза на нефть и газ). Она оконтурена по кровлям западно-камышового (изогипса –2,6–2,4 км) и сергеевского (изогипса –1,7 км) комплексов. Антиклинальная складка представляет собой структуру облекания палеовыступа фундамента, распространяющегося в виде структурного носа от северной периклинали Монеронского поднятия.

Потенциальные резервуары пластового типа с прогнозируемой долей коллектора 40–70 % приурочены к серии конусов выноса эоценового возраста, сформированных на западном борту мелководной отмели [Жаров, 2003ф]. В нижней части сергеевского комплекса подобные резервуары сформированы в сводах конседиментационных антиклиналей. Зональным флюидоупором могут служить глинисто-кремнистые отложения верхней части сергеевского комплекса, а региональным являются отложения курасийского и маруямского комплексов, сформированные в обстановке внешнего шельфа. Нефтематеринскими породами являются терригенные песчано-глинистые отложения западно-камышового комплекса, локализованные в сопряженных синклинальных зонах Холмского прогиба.

Ловушка сформировалась в течение эоцена–раннего олигоцена, а надежный флюидоупор был сформирован в среднем миоцене при накоплении нижней части курасийского комплекса. Вместе с тем, в раннем миоцене и позд-

нем миоцене – плиоцене крылья ловушки были осложнены разломами и она претерпела дополнительное смятие.

В завершение обзора перспективных структур Западно-Сахалинской НГО следует обратить внимание на транзитную зону мелководья Холмско-Невельского участка шельфа. Обобщение результатов наземных (Малкинская и Ловецкая площади) и морских сейсморазведок свидетельствует о распространении вдоль нее антиклинальных и тектонически экранированных структур. В северной части транзитной зоны, в районе г. Холмск прогнозируется протяженный антиклинальный перегиб по кровле акустического фундамента и западно-камышового комплекса, периклиналь которого погружается в Малкинскую синклиналь. Аналогичный перегиб намечается в районе пос. Зырянское. Южнее, в районе г. Невельск вдоль побережья установлена система эшелонированных взбросо-сдвигов западного падения, по которым весь кайнозойский разрез ступенчато поднимается в западном направлении, формируя тектонически экранированные ловушки. Сопоставление береговых структур, выявленных по Ловецкому сейсмическому профилю с разрезом осадочного чехла в Ясноморском прогибе, свидетельствует, что в транзитной зоне мелководья должен располагаться самый западный эшелон тектонически экранированных структур. С учетом палеогеографических построений [Жаров и др., 2003ф; Нечаюк, 2016] здесь можно ожидать эоценовые резервуарные толщи хорошего качества, сформированные на склоне конседиментационного поднятия. В зоне влияния постседиментационных взбросо-сдвигов в них будут преобладать массивно-пластовые коллекторы трещинно-порового типа. На это указывают материалы поискового бурения на Южно- и Северо-Невельских площадях.

Реестром нефтегазоперспективных объектов учтены 22 структуры [Сулова и др., 2015ф].

Распределение локализованных геологических ресурсов нефтегазоперспективных объектов Западно-Сахалинской НГО, по данным последней количественной оценки на 1.01.2009 г. [Сулова и др., 2015ф], приведено в табл. 9. (уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата шельфов Дальневосточных морей Российской Федераций по состоянию изученности на 1.01.2009 г. Отчет по договору № 34/22 ВНИГРИ от 3 марта 2010 г.; Дополнительное соглашение № 1 от 3 февраля 2011 г. и Дополнительное соглашение № 2 от 31 января 2012 г., отв. исп. Л. С. Маргулис, СПб., 2012 г.).

В пределах *Южно-Татарской ПНГО* выделено два нефтегазоперспективных объекта, расположенных в Приморской части шельфа (табл. 10). Нефтегазоносные месторождения и проявления на площади листа в пределах вышеуказанной области и зоны отсутствуют.

Здесь развиты стратиграфические и тектонически экранированные ловушки. К Приморской нефтегазоносной зоне отнесены закартированные сейсморазведкой на северо-западе акватории возможные литологические ловушки в районе последовательного выклинивания (подошвенного налегания на акустический фундамент) палеоген-миоценовых отложений. Комбинированные ловушки развиты на бортах крупных поднятий, осложненных зонами разломов (Самаргинская). На Самаргинской структуре в рамках госбюджетного

объекта [Жаров, 2004] проведены комплексные геофизические исследования, которыми установлены невысокие перспективы поисков УВ.

Самаргинский участок шельфа занимает фланговую часть Южно-Татарского бассейна, удаленную от известных перспективных площадей присахалинского шельфа. Это, с одной стороны, снижает надежность критериев прогноза, но, с другой, позволяет использовать дополнительные критерии и предположения нефтегазоносности.

Самаргинская антиклинальная зона прослеживается в осевой части участка, приурочена к подножию приматерикового склона и контролируется системой правых сдвигов и взбросо-сдвигов юго-западного простирания. Зона прослеживается на 70 км при ширине 5–10 км и образована цепочкой приразломных антиклиналей и блоков, взброшенных в юго-восточном направлении. Зона деформаций наложена на крупный конус выноса эоцено-олигоценых отложений, локализованный в седловидной юго-западной центриклинали Тернейского прогиба. Взбросо-сдвиги наследуют зону разломов позднепалеогенового заложения, вдоль которой в раннем миоцене произошло опускание борта Тернейского прогиба. Мощность отложений сергеевского комплекса, смятых в приразломные складки, достигает 0,8 км. Перекрывающие отложения чеховского комплекса обнаруживают незначительное уменьшение мощности и изгиб в сводах антиклиналей, а верхнедуйский подкомплекс запечатывает антиклинальную структуру, закономерно увеличиваясь по мощности в восточном направлении. Это позволяет оценить возраст складчато-сдвиговых дислокаций как раннемиоценовый, т.е. синхронный раскрытию Тернейского прогиба.

Самаргинская антиклинальная зона, объединяющая группу антиклинальных и козырьковых структур, сопряжена с двумя крупными синклинальными зонами: Нельминской и Самаргинской. Последние в свою очередь являются центриклиналими двух крупнейших прогибов Южно-Татарского бассейна: Тернейского и Ольги, сходящихся как раз в районе Самаргинской антиклинальной зоны. Сочленение в восточной части изученного участка двух крупных прогибов обусловило нахождение здесь крупного по размерам и масштабам нефтегазогенерации (более 2 млн т/км²) Самаргинского очага.

Западный борт Самаргинского очага представляет собой ступень континентального склона, имеющую устойчивый региональный уклон. Существование в момент накопления сергеевского комплекса регионального уклона в восточном направлении, а также схождение центриклиналей Тернейского и Ольги прогибов, определило положение седиментационной ловушки, где локализовались склоновые конусы и сформировалась резервуарная толща повышенной мощности и, вероятно, неплохих ФЕС.

Области сопряжения Самаргинского очага и континентального склона осложнены продольной эшелонированной системой погребенных разломов правосдвиговой кинематики, вдоль которой локализовались ловушки Самаргинской антиклинальной зоны. По простиранию зоны правых сдвигов в северном направлении происходит ее расщепление и формирование структуры «конского хвоста» с затуханием амплитуд сдвиговых перемещений и формированием мелких антиклинальных складок либо поперечных сбросов.

Благоприятными предпосылками и признаками нефтегазоносности для участка Самаргинский являются:

- наложение складчато-сдвиговых деформаций на седиментационную ловушку палеоконуса выноса;

- наличие в седловине между Нельминской и Самаргинской синклинальными зонами погребенного Западно-Лопатинского поднятия, являющегося барьером-ловителем для кластических потоков, формирующих конус выноса;

- двучленное строение сергеевского комплекса и сложная конфигурация аллювиально-озерной седиментационной системы сергеевского времени (рис. 16) определили руслоподобные ограничения верхнего подкомплекса и, как следствие, формирование комбинированных ловушек с сочетанием структурных и литологических экранов;

- эшелонированное распространение газогеохимических аномалий отражающее кулисовидную морфологию как возможных присдвиговых ловушек, так и прогнозируемых залежей;

- отчетливый структурный контроль ловушек и газогеохимических признаков позволяет считать сдвиги главным экранирующим элементом локальных структур.

Таким образом, в восточной части участка расположен крупный очаг нефтегазогенерации. С ним сопряжена Самаргинская нефтегазоносная структура, состоящая из пяти ловушек: Самаргинской Северной, Центральной, Южной, Самаргинский Купол и Гиляцкой. Ловушки, расположенные на замыканиях антиклинальной зоны, Гиляцкая и Северная характеризуются сочетанием стратиграфического и структурного экранов. Самаргинская ЗВНГ проецируется над областью со средними по крупности очагами и располагается в зоне оптимального сочетания коллекторских и экранирующих свойств. Все ловушки находятся в первом эшелоне по отношению к Самаргинскому очагу нефтегазогенерации.

Анализ распространения мощностей осадочных комплексов Самаргинского участка и реконструкция палеогеографических обстановок осадконакопления позволили определить закономерности распространения в осадочном чехле нефтематеринских толщ, спрогнозировать преобладающий тип органического вещества в зонах питания, распространение в разрезе природных резервуаров и флюидоупоров. В отложениях сергеевского нефтеперспективного осадочного комплекса распространены резервуарные толщи массивно-пластового типа с долей коллекторов 40–70 % и, в меньшей степени, пластового типа с долей коллектора 20–40 %. Флюидоупором для Самаргинского участка являются отложения углеродского и курасийского комплексов.

Подводя итог выполненным работам, следует констатировать, что участок Самаргинский, несмотря на установленные критерии и очевидные признаки нефтегазоносности, имеет низкие перспективы. В первую очередь, это связано с комплексом геолого-технических рисков, таких как:

- катагенетическая преобразованность коллекторских и перекрывающих пород в связи с относительно большой глубиной залегания сводов прогнозируемых структур (2,7–3,3 км) в условиях высокого теплового потока;

– сохранность залежей в связи с эпигенетической тектонической нарушенностью кайнозойского разреза в процессе плиоцен-четвертичного опускания бассейна;

– глубина моря в сводах структур 150–250 м;

– отсутствие развитой инфраструктуры на побережье.

Немаловажным фактором также является величина прогнозных ресурсов, значительно уступающая более северным перспективным структурам приматерикового шельфа. В связи со сложившейся конъюнктурой на разведку и освоение месторождений нефти и газа, дальнейшие исследования на Самаргинском участке не рекомендуются.

Распределение локализованных геологических ресурсов нефтегазоперспективных объектов Южно-Татарской ПНГО по данным последней количественной оценки на 1.01.2009 г. [Суслова и др., 2015ф] приведено в табл. 10.

Т а б л и ц а 10

Локализованные ресурсы выявленных объектов на акватории Южно-Татарской ПНГО

Структура	НСР УВ (млн т н.э.)		Суммарная величина ресурсов нефти (геол./извл.), млн т	Суммарная величина ресурсов газа, млрд м ³
Приморская	349,8	215,52	149,8/14,98	200,60
Самаргинская	34,2	24,03	11,3/1,13	22,90

Охотская нефтегазоносная провинция

Южно-Сахалинская НГО площадью 58,7 тыс. км² занимает акваторию заливов Терпения и Анива (47,4 тыс. км²) Охотского моря и участки прилегающей суши. Основные перспективы нефтегазоносности связываются с миоценовыми отложениями, в которых на суше в Южно-Анивской газоносной зоне открыто четыре малых газовых месторождений (Южно-Луговское, Восточно-Луговское, Заречное и Благовещенское). В акватории сейсморазведкой выявлено около 30 брахиантиклиналей, на пяти из них проведено бурение, но залежей УВ не обнаружено.

Осадочные и нефтегазоносные бассейны заливов Терпения и Анива относятся к району с установленной промышленной газоносностью, отличающемуся сокращенной мощностью олигоцен-неогеновых отложений 2–4 км, максимальной – 6–7 км. Локально развиты эоценовые отложения. Разрез сложен терригенными, терригенно-кремнистыми и вулканогенными образованиями. Перспективен весь разрез, но основными нефтегазоперспективными являются верхнемиоценовый (маруямский), среднемиоценовый (верхнедудьский), олигоценовый комплексы. Основные типы локальных структур – погребенные складки облекания эрозионных выступов фундамента и приразломные складки. Основные типы перспективных ловушек: структурные, литологические и стратиграфически ограниченные. Для прогиба Терпения достаточно характерно развитие ловушек стратиграфического типа из-за широкого развития угловых и стратиграфических несогласий. В пределах изученной аква-

тории выделены следующие перспективные газоносные зоны [Жаров, 2000ф]: Западно-Анивская, Восточно-Анивская, Стародубская и Мордвиновская. В них в свою очередь выделены перспективные на газ структуры.

Реестром нефтегазоперспективных объектов учтено 10 структур [Сулова и др., 2015ф], в том числе: в Западно-Анивской перспективной зоне газонакопления – четыре, в Стародубской – одна, в Мордвиновской – одна; в Восточно-Анивской – две.

В заливе Анива расположен Западно-Анивский прогиб, представляющий собой односторонний позднекайнозойский грабен, с запада ограниченный Центрально-Сахалинским региональным разломом. Длина прогиба – около 100 км, ширина – 40–50 км. Осадочный чехол бассейна сложен среднемиоцен-четвертичными отложениями. Антиклинальные складки прогиба сложно построены, обладают небольшой амплитудой – 150–400 м, углы наклона на их крыльях достигают 5–10°. По результатам анализа выявленных перспективных объектов для поисков УВ здесь выделены по нижнемиоценовым и ниже-среднемиоценовым отложениям Урюмская, Куринская, Найчинская, Утесовская и Атласовская антиклинальные складки. Последняя может рассматриваться как объект, перспективный для бурения. В западной части прогиба, в 10 км восточнее п-ова Крильон, на подготовленной сейсмическими работами Петровской площади была пробурена параметрическая скважина глубиной 1622 м, вскрывшая нижнемеловые и неогеновые отложения, не содержащие пласты-коллекторы.

Восточно-Анивской газоносной зоне соответствует одноименный прогиб. Породы кайнозойского чехла сложены в основном отложениями среднемиоцен-четвертичного и, частично, олигоцен-нижнемиоценового комплексов. На восточном борту Восточно-Анивского прогиба определен интерес представляет верхнедуйский комплекс. По результатам бурения на Новиковской морской скважине, он сложен песчаниками с прослоями опоковидных глин и углей. Комплекс может представлять собой массивный коллектор, покрышкой которому могут служить кремнисто-глинистые породы курасийско-маруямского комплекса.

Мощность осадочной толщи составляет от 2 до 5 км, породы слаболицифицированы, смяты в широкие, преимущественно брахиформные (иногда линейные) складки разнообразного простирания, обладают слабой асимметрией и малыми амплитудами. Наблюдается постепенное выклинивание низов толщи на западе на поверхность фундамента. Локальные антиклиналы развиты вдоль восточной границы. Параметрическим бурением изучена подготовленная сейсмическими исследованиями Новиковская антиклинальная складка, не открывшая залежей УВ ввиду отсутствия коллекторов.

По верхнемиоцен-плиоценовым отложениям в северо-западной части бассейна выделена Восточно-Анивская стратиграфически экранированная ловушка. Предполагается газовый состав УВ.

Курасийско-нижнемаруямский комплекс – основной перспективный объект для поисков УВ практически на всей площади акватории залива Анива. В первую очередь, это связано с наличием хороших поровых коллекторов и глинистых покрышек. Верхнемаруямская подсвета и ее возрастные аналоги в акватории, будучи практически нелитифицированными и не обладая изоля-

ционными свойствами, практического интереса в отношении нефтегазоносности не представляют.

Сергеевский олигоцен-миоценовый комплекс в нефтегазоносном отношении изучен слабо. Его перспективы здесь могут связываться с порово-трещинными коллекторами, перекрытыми глинисто-кремнистыми и песчано-глинистыми отложениями курасийско-маруямского комплекса.

В акватории Анивского залива по меловым отложениям была выявлена и подготовлена под поисковое бурение Атласовская структура. Эта крупная структура представляет собой выступ фундамента с элементами его облекания более молодыми отложениями. По сейсморазведочным данным отчетливо картируется разрывное восточное ограничение выступа. Результаты бурения на расположенной западнее Петровской площади показывают низкую перспективность в этом районе мелового разреза, представленного сильнолитифицированными и дислоцированными кремнистыми отложениями, сопоставимыми по возрасту с айской и найбинской свитами. Наибольший интерес в отношении нефтепоиска может представлять миоценовое обрамление выступа, в пределах которого возможны литолого-стратиграфические ловушки. Такие же ловушки могут быть приурочены к Центрально-Анивскому поднятию, разделяющему Западно-Анивский и Восточно-Анивский прогибы, и к восточному борту Восточно-Анивского прогиба.

Характеристика структур перспективных газоносных зон [Суслова и др., 2015ф] приведена в табл. 11.

Таблица 11

Характеристика структур Западно-Анивской и Восточно-Анивской перспективных газоносных зон

Название структуры	Характеристика структуры				
	Глубина моря, м	Глубина залегания, м	Площадь, км ²	Амплитуда, м	Отражающий горизонт
Атласовская	80	250	160	450	5 (N _{1kr})
Куринская	77	800	15	150	5 (N _{1kr})
Найчинская	53	800	12	150	5 (N _{1kr})
Урюмская	75	450	20	150	3 (N _{1mr1})
Утесовская	80	500	50	250	5 (N _{1kr})

Бассейны залива Терпения представляют собой систему сложнопостроенных прогибов: Макаровского, Владимировского, Тумановского, Стародубского, сильно различающихся по своему строению.

Перспективная Стародубская газоносная зона и перспективная Мордвиновская газоносная зона (Жаров, 2000ф) расположены в южной части залива Терпения, в основном в пределах Стародубского прогиба, который представляет собой позднекайнозойский грабен, протягивающийся в меридиональном направлении на 145 км при ширине 20–60 км.

В Стародубском прогибе по данным морской сейсморазведки в осадочном чехле выделяется не менее пяти уровней стратиграфических несогласий (Жа-

ров, Гальверсен, 2000ф). Поступавший с поднятий Юго-Восточного Сахалина терригенный материал формировал в условиях подводного склона обширные конусы выноса – фаны, которые затем, после частичных их перемылов и нивелировки поверхностей, перекрывались следующими ярусами фанов. Это наряду с большой общей мощностью кайнозойского разреза (до 8 км в депоцентральных частях прогиба), дизъюнктивной и пликативной нарушенностью создает благоприятные условия для формирования ловушек различного типа. Здесь могут формироваться как сводовые ловушки в эоцен-нижнемиоценовом комплексе с порово-трещинным типом коллекторов, так и литолого-стратиграфические ловушки с поровым типом коллекторов в среднемиоцено-плиоценовых отложениях на крыльях этой структуры.

Здесь по кровле ниже-среднемиоценовых отложений выделены следующие перспективные объекты: Стародубская структурная тектонически экранированная ловушка и Синявинская комбинированная литологически и стратиграфически экранированная ловушка.

На севере территории листа, близ южной границы Тумановского прогиба по кровле ниже-среднемиоценовых отложений выделена Арсентьевская антиклиналь. Перспективный интервал разреза – ранний миоцен – плиоцен.

В северо-западной части Китами-Анивского прогиба выделена Сивучья структура, которая представляет собой складку сжатия с крутыми восточным и западным крыльями. Складка бескорневая и не выражена на поверхности фундамента. Объект отнесен к III рангу (перспективный). Однако при оптимистической в целом оценке ресурсного потенциала структуры (14 млрд м³ газа), следует отметить ее слабую изученность.

Распределение локализованных геологических ресурсов нефтегазоперспективных объектов Южно-Сахалинской ПНГО по данным последней количественной оценки на 1.01.2009 г. [Суслова и др., 2015ф] приведено в табл. 12.

Таблица 12

**Локализованные ресурсы выявленных объектов
на акватории Южно-Сахалинской ПНГО**

Структура	НСП УВ, млн т н.э.		Суммарная величина ресурсов нефти (геол./извл.), млн т	Суммарная величина ресурсов газа, млрд м ³	Категория ресурсов
	геол.	извл.			
Арсентьевская	60	33	30/3	30	D ₂ л
Синявинская	29	15,95	14,5/1,45	14,5	D ₂ л
Стародубская	44,2	24,3	22,1/2,2	22,1	D ₂ л
Восточно-Анивская	70	70	0/0	70	D ₂ л
Урюмская	10	8	0/0	10	D ₂ л
Курильская	7,5	7	0/0	7,50	D ₂ л
Атласовская	40	20	0/0	40	Dл
Найчинская	6	5	0/0	6	D ₂ л
Утесовская	25	20	0/0	25	D ₂ л
Сивучья	14	14	0/0	14,0	Dл

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ПОИСКОВЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ

Комплексный анализ геолого-геофизических материалов по сахалинскому шельфу Татарского пролива позволил выявить ряд поисковых направлений, различающихся как по степени сравнительной перспективности, так и по уровню неопределенностей и нефтегеологических рисков. Критериями перспективности, наравне с количественной оценкой прогнозных ресурсов по ловушкам и степени изученности объектов, были приняты такие факторы как: наличие прямых либо косвенных признаков нефтегазоносности и позиция ловушки (ловушек) относительно транзитной зоны. Комбинация этих факторов и предпосылок определила наиболее перспективные направления дальнейших поисковых работ.

Первое направление связано с доизучением вновь выделенной Чеховской ЗВНГ, включающей одноименную комбинированную и Яблоневую тектонически экранированную ловушки, выделенные в отложениях нижнемаруямского подкомплекса. Здесь основной прогноз ориентирован на пластовые и литологически ограниченные резервуары порового типа в верхнемиоценовых нижнемаруямских турбидитах, комбинированные с тектоническими экранами. Перспективность поискового направления предполагается на основании результатов ограниченного прогноза геологического разреза методами скоростного моделирования и AVO анализа, а также поверхностными проявлениями нефти в верхнемиоценовых отложениях вблизи г. Чехов.

Участок имеет слабую и очень неравномерную изученность, что требует постановки сейсморазведочных работ модификации 2D по сети 2×2 км, адаптированной к северо-западному простираанию структур, с ориентировочным объемом 1400 пог. км. Основное внимание следует обратить на углубленный прогноз геологического разреза с целью выделения резервуарных толщ и обоснования намеченных тектонических и литологических экранов.

Второе поисковое направление выделено в пределах транзитной зоны Исикари-Западно-Сахалинского бассейна и ориентировано на тектонически экранированные ловушки с пластовыми резервуарами порового и трещинно-порового типов в эоценовых песчаниках западно-камышового комплекса (Кронштадская, Горнозаводская ловушки). На прилегающей суше поисковыми скважинами и на поверхности установлены многочисленные проявления нефти и газа, приуроченные к эоценовым и нижнеолигоценым отложениям. Считается, что они являются свидетелями разрушающихся залежей в зоне динамического воздействия Западно-Сахалинской ССЗ. Рекомендуемая площадь исследований, напротив, приурочена к опущенному блоку зоны разлома и перекрыта надежным курасийско-маруямским флюидоупором, что должно обеспечить сохранность залежей не только в эоценовых резервуарах, но и (как показало компьютерное моделирование [Жаров, 2003ф]), в верхнемиоценовой коллекторской толще. Прямые геофизические признаки насыщения залежи и ее дегазации установлены в пределах Кронштадской тектонически экранированной ловушки. Наземные геохимические исследования установили обширные газогеохимические аномалии в береговой части, распространяющиеся в акваторию. В пределах указанных структур рекомендуется постановка 3D морской и транзитной сейсморазведки с выходом на сушу в районе

Шебунинской структуры. Главная цель работ – подготовка структур под наклонно-направленное бурение с суши.

В числе работ второй и третьей очередей следует выделить сходное с вышерассмотренным направление работ в пределах Слепиковско-Горнозаводской перспективной нефтегазоносной зоны. Здесь перспективы связываются как с эоценовыми, так и с олигоценовыми и верхнемиоценовыми пластовыми, литологически ограниченными и, в меньшей степени, тектонически экранированными резервуарами. Район характеризуется неравномерной неравнозначной степенью изученности и требует постановки сейсморазведки 2D объемом 1000 пог. км, ориентированной вдоль северо-восточного простирания структур.

В качестве резервных направлений может быть предложено два недостаточно изученных и обладающих высокой степенью нефтегеологических рисков объекта. К ним относятся массивные коллекторы трещинного типа в кремнистых пачках курасийского комплекса (Старомаячининская антиклиналь), массивные, массивно-пластовые резервуары трещинного и порово-трещинного типов в верхнемеловых отложениях транзитной зоны (Холмско-Невельская зона). Наконец, последним и весьма рискованным направлением, неудачно апробированным двумя поисковыми скважинами, являются эоценовые и олигоценовые пластовые и массивно-пластовые трещинно-поровые резервуары в тектонически экранированных Кузнецовских ловушках. Всесторонний анализ последнего объекта показал, что крайне низкое качество сейсмических материалов не позволяет дать обоснованный прогноз геологического разреза и корректно объяснить неудачи поискового бурения.

Таким образом, обзор и анализ выявленных поисковых направлений локализует дальнейшие поисково-оценочные работы в пределах Томаринского и Ясноморского ПНГР вблизи наиболее крупных Тернейского и Ламанонского очагов нефтегазообразования с развитием наиболее качественных миоценовых нефтематеринских пород и разнообразных коллекторских толщ, расположенных в районе с доказанной нефтегазоносностью.

Район шельфа Южного Сахалина (заливы Анива и Терпения) требует дополнительного изучения, в том числе и параметрическим бурением. Перспективным объектом для этого района может служить Стародубская структура. Одними из основных задач уточнения перспектив шельфа Южного Сахалина должно стать параметрическое бурение в Стародубском прогибе и сейсмическое изучение восточного шельфа Тонино-Анивского полуострова.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В главе обобщены данные геологосъемочных работ различных масштабов, проведенных в разные годы, поисковых и разведочных работ в целях обеспечения населенных пунктов и предприятий водами питьевыми и хозяйственного назначения. Учтены многочисленные опубликованные работы.

Гидрогеологические условия территории листа определяются совокупностью особенностей ее геологического строения, климатических и физико-географических факторов.

Континентальная и островная части листа находятся в основном в горной и горно-таежной ландшафтной зоне с муссонным климатом. В сочетании с особенностями геологического строения площади ландшафтные определяют условия инфильтрации атмосферных осадков и направление стока поверхностных и подземных вод. Характер скопления и циркуляции подземных вод обусловлен степенью литификации, трещиноватости и дислоцированности водоносных пород.

В зависимости от характера скопления подземных вод, определяемого пористостью, степенью трещиноватости водовмещающих пород и с учетом их возрастной принадлежности на территории листа выделены два типа гидрогеологических подразделений: стратифицированные (водоносные горизонты и комплексы) и нестратифицированные (водоносные зоны трещиноватости). Они показаны на гидрогеологической схеме масштаба 1 : 2 500 000.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В соответствии с Принципами гидрогеологической стратификации и районирования территории России и Картой гидрогеологического районирования территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 проведено гидрогеологическое районирование территории и выделены гидрогеологические структуры I и II порядков. При разграничении гидрогеологических структур более низких порядков были использованы данные структурно-тектонического, структурно-фациального и морфогенетического районирования исследуемой территории.

На территории листа в пределах материковой и островной суши находятся части двух сложных гидрогеологических складчатых областей (СГСО): Сихотэ-Алинской (I) и Сахалинской (II), в акваториальной части листа выделяются две субаквальные артезианские области: Южно-Татарская (III) и Охо-

томорская (IV). Каждая из областей подразделяется на гидрогеологические структуры второго и третьего порядков.

I – Сихотэ-Алинская сложная гидрогеологическая складчатая область

I.1. Восточно-Сихотэ-Алинский гидрогеологический массив

I.2. Приморский межгорный артезианский бассейн

II – Сахалинская сложная гидрогеологическая складчатая область

II.1 – Западно-Сахалинский гидрогеологический массив

II.1.1 – Найбинский гидрогеологический район

II.2 – Татарский предгорный артезианский бассейн

II.3 – Сусунайский гидрогеологический район

II.4 – Южно-Сахалинский гидрогеологический массив

II.4.1 – Сусунайский гидрогеологический район

II.4.2 – Тунайчинский гидрогеологический район

II.4.3 – Тонино-Анивский гидрогеологический район

III – Южно-Татарская субаквальная артезианская область

III.1 – субаквальный вулканогенный артезианский бассейн Приморского шельфа

III.2 – Татарский субаквальный артезианский бассейн

III.2.1 – Монеронский гидрогеологический район

III.3 – Гидрогеологический район Западно-Сахалинского шельфа

IV – Охотоморская субаквальная артезианская область

IV.1 – субаквальный артезианский бассейн залива Терпения

IV.2 – субаквальный артезианский бассейн залива Анива

Ниже приводится краткая характеристика гидрогеологических подразделений в соответствии с их геологическим возрастом и степенью изученности.

I. СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ СЛОЖНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Восточный склон Центрального Сихотэ-Алиня состоит из группы сильно расчлененных хребтов различного направления с абс. отм. 800–1100 м, а в бассейне р. Самарга – 1200–1400 м. На локально развитых корях выветривания базальтовых плато часто накапливаются воды в количествах, достаточных для образования заболоченных участков.

Реки впадают в Японское море. Для них характерна небольшая протяженность, их русла порожистые, скорость течения до 3 м/с. Существенное влияние на режим практически всех водотоков оказывают климатические условия. Благоприятные условия для накопления подземных вод создаются в период весеннего паводка и осенью. Летом и зимой водные запасы существенно сокращаются. Пересеченный рельеф и локально развитые водоупоры обеспечивают быстрый сток поверхностных и подземных вод. Растительность и коренные породы задерживают воду и регулируют подземный сток, обуславливая постоянное и стабильное питание водотоков.

В пределах Сихотэ-Алинской ГСО распространены преимущественно трещинные воды, связанные с зоной экзогенной трещиноватости литифицированных пород. Коллекторские свойства пород зависят от их состава и степени выветрелости. Максимальная глубина залегания грунтовых вод зафиксирована в зонах разрывных нарушений.

Гидрогеологическая стратификация

Среднеплейстоцен-голоценовый водоносный горизонт аллювиальных отложений (Q_{II-n}). Аллювиальные отложения распространены по всем долинам рек и ручьев. Они представлены суглинками, супесями, песками, гравием и галечниками, валунниками. Мощность аллювия колеблется от 1–7 до 10 м и более [Амельченко, 1976ф]. Питание вод горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из других водоносных горизонтов. Горизонт тесно связан с поверхностными водами на большей площади своего распространения. Разгрузка происходит как в речные долины, так и в нижележащие горизонты и комплексы. Максимальные уровни наблюдаются в период весенних и осенних паводков, минимальные устанавливаются в зимнюю и летнюю межень. Амплитуда колебания уровня от 0,1 до 8,0 м, в среднем 1,5–2,5 м. Водообильность горизонта очень пестрая. Дебиты источников непостоянны: от 0,01–0,14 л/с в межень и до 3–4 л/с после выпадения дождей. В долинах рек часто наблюдаются приуроченные к естественным понижениям рельефа родники, дренирующие аллювиальный горизонт.

Воды горизонта безнапорные. По химическому составу воды горизонта гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные, кальциевые, натриевые, натриево-кальциевые, смешанные по катионам, слабоминерализованные (минерализация от 0,06 до 0,4 г/дм³), мягкие (общая жесткость 0,2–3,3 моль/м³), рН 5,6–7,2.

Учитывая, что аллювиальные воды с поверхности подвержены загрязнению, водоносный горизонт целесообразно рассматривать как источник восполнения запасов нижележащих продуктивных горизонтов и комплексов, а также как емкость, в пределах которой происходит биолого-химическая очистка поверхностных вод, участвующих в восполнении запасов.

Верхнеплейстоцен-голоценовый водоносный горизонт аллювиально-морских и морских отложений (Q_{III-n}). Горизонт развит в пределах низких морских террас, береговых валов и баров, пляжей и в устьевых частях речных долин. Водовмещающие породы представлены галечниками с гравием и валунами, песками с гравием и галькой, являющимися хорошими коллекторами вод. Иногда встречаются прослои и линзы водоупорных глин, иловатых суглинков и илов, нередко нижние части разреза сложены иловатыми суглинками и глинами. Водообильность водоносного горизонта пестрая. Дебиты колодцев в пос. Самарга составляют 0,18–0,20 л/с при понижениях 0,3–0,49 м. В основном горизонт характеризуется хорошими фильтрационными свойствами, коэффициенты фильтрации изменяются от 11 до 158 м/сут [Скрипко, 1994ф].

Уровень подземных вод испытывает сезонные колебания в течение года. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, поверхностных вод, подтока вод из вышележащих горизонтов. Разгрузка – в долины рек, дренированием морем. Воды, заключенные в морских (преимущественно в песчано-галечниковых) отложениях, вскрыты в колодцах. Глубина залегания водоносного горизонта в пос. Самарга колеблется от 0 до 4,0 м, глубина колодцев – до 4,5 м [Плахотник, 1964].

По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные, с преобладанием катиона натрия. Минерализация подземных вод – 0,08–

27,07 г/дм³. Как правило, пресные воды приурочены к верхней, более промытой, части разреза. Ниже уровня моря подземные воды имеют повышенную минерализацию, большие значения общей жесткости и значительные содержания хлора. Часто в водах наблюдается повышенное содержание Mn и Fe [Скрипко, 1994ф]. Увеличение солености происходит как после штормов, так и в сухое время года, что говорит о гидравлической связи с нижележащими солеными (тяжелыми) водами [Плахотник, 1964]. В основном воды пригодны для питья и технического использования. При эксплуатации не рекомендуется допускать больших понижений во избежание подтока соленых вод.

Верхнемеловой–миоценовый водоносный комплекс в покровных вулканитах (K₂-N₁). Водоносный комплекс приурочен к значительным по площади относительно ровным (плато) и небольшим (вдоль морского побережья) останцам вулканитов синанчинского, приморского, богопольского, кузнецовского, кедровского, сизиманского, колчанского, кизинского и шуфанского вулканогенных комплексов. Последние состоят из лавовых потоков и покровов базальтов, андезитов, долеритов и других вулканитов, переслаивающихся с горизонтами туфов и вулканогенно-осадочных пород (опоки, аргиллиты), различных по степени трещиноватости и пористости, разделенных глинистыми корами выветривания. Водоносный комплекс представляет собой разнородную по вещественному составу слоистую толщу с различными типами проницаемости и фильтрационными свойствами пород. Для базальтов характерна высокая степень трещиноватости, как горизонтальной, так и вертикальной. Прослойки плотных опок и аргиллитов являются относительными водоупорами. Различная степень трещиноватости потоков лав и наличие водопроницаемых горизонтов туфов благоприятны для существования межпластовых безнапорных трещинно-поровых вод. Лучшими коллекторскими свойствами обладают выветрелые пузыристые базальты в кровле потоков.

Описываемый водоносный комплекс – это сложная гидравлическая система, концентрирующая огромное количество безнапорных межпластовых вод. Вследствие невыдержанности изолирующих горизонтов массивных вулканитов и глин, водоносные горизонты, заключенные в трещиноватых базальтах, обычно связаны между собой. Не исключено и наличие изолированных участков. Отдельные изолированные потоки могут содержать и напорные межпластовые воды. Глубина залегания подземных вод зависит от рельефа местности, гипсометрического положения водовмещающих пород. В долинах рек она определяется мощностью четверичного водоносного аллювиального горизонта и составляет от 6 до 43,2 м. Очень часто (особенно в краевых частях плато) речные долины прорезают толщу пород на полную мощность. На таких участках породы полностью сдренированы. Только после выпадения дождей на контакте с подстилающими породами наблюдается высачивание воды [Скрипко, 1994ф].

Основным источником питания являются атмосферные осадки и, в меньшей степени, подток вод из других горизонтов. Однако, несмотря на благоприятные для инфильтрации условия, питание за счет инфильтрации атмосферных осадков затруднено суглинистым элювием, который создает верховые болота. В центральных частях плато, где породы залегают ниже местного базиса эрозии, происходит накопление запасов подземных вод, количество

которых полностью зависит от трещиноватости и пористости водовмещающих пород. Подземные воды, приуроченные к останцовым покровам, вскрыты скважиной в районе пос. Светлая. О водообильности пород можно судить по этой скважине и родникам. Дебиты родников изменяются от 0,5 до 6 л/с. Дебит скважины составил 2,5 л/с при понижении – 4,6 м [Скрипко, 1994ф].

С приближением к подошве покрова трещины выветривания затухают. В областях питания подземные воды покровных вулканитов, как правило, безнапорные. В областях накопления и разгрузки – приобретают напор.

Разгрузка вод происходит не только в речные долины, но и по трещинным зонам. У подножия крутых склонов базальтовых плато часто встречаются источники с дебитом 0,02–2 л/с. Такое различие в дебитах, очевидно, можно объяснить тем, что отдельные источники имеют подземные водосборы, обусловленные неровностями подстилающих базальты песчано-глинистых пород [Амельченко, 1976]. В урезах ручьев и рек наблюдаются выходы подземных вод с дебитом до 0,5 л/с. Коэффициент фильтрации зависит от пористости и трещиноватости пород и колеблется в пределах 1,0–10,0 м/сут.

Режим подземных вод в покровных вулканитах регулируется количеством атмосферных осадков. В засушливое время года дебиты родников уменьшаются в несколько раз, некоторые из них пересыхают. Максимальные дебиты приходятся на период выпадения атмосферных осадков.

По химическому составу подземные воды преимущественно гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные, смешанные по катионам с преобладанием кальция. Воды в основном пресные. Минерализация их варьирует от 0,1 (в зоне свободного водообмена) до 0,45 г/дм³ (в условиях замедленного водообмена). На морском побережье встречаются хлоридные натриевые воды с минерализацией 1,2 г/дм³.

Водоносная зона трещиноватости интрузивных пород (К₂-P₂). Выделенные на территории листа комплексы интрузий среднего и кислого составов (баппинский, ольгинский, прибрежный и др.) образуют горы, гребни водоразделов и склоны, реже – днища крупных долин. Интрузивные породы в разной степени трещиноваты. Наибольшая степень трещиноватости развита преимущественно в зоне коры выветривания, в верхней части которой породы разрушены до состояния дресвы и щебня. Мощность трещиноватой зоны изменяется от 30 до 80 м, нередко достигая 120 м; мощность дресвяно-щебнистой зоны – от 3 до 15 м, иногда до 40 м. Также в интрузивных массивах широко развиты трещины тектонического происхождения. Мощность зон тектонических нарушений достигает 150 м [Скрипко, 1994ф]. С этими зонами трещиноватости тесно связана водоносность интрузивных пород. В зонах тектонических нарушений возможно наличие напорных вод, связанных с водами в верхней трещиноватой зоне [Плахотник, 1957].

Глубина залегания подземных вод в трещиноватых зонах зависит от рельефа и мощности перекрывающих делювиальных отложений. Наиболее интенсивно обводнены нижние части склонов, долины распадков, некоторые седловины. В долинах рек при наличии хорошо фильтрующего аллювия подземные воды гидравлически связаны с аллювиальным водоносным горизонтом. Глубина залегания воды в долинах и нижних частях склонов обычно не пре-

вышает 15 м, в средних частях склонов она достигает 20–40 м. Острроверхие водоразделы и верхние части склонов практически безводные.

Питание подземных вод происходит преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также подтока вод из вышележащих горизонтов. Разгрузка идет в речные долины, дренированием морем и многочисленными родниками, приуроченными к верховьям распадков и к осыпям на склонах. Наиболее мощные источники вытекают из-под крупноглыбовых осыпей, курумников. Дебиты родников изменяются от 0,02 до 0,6 л/с. Режим подземных вод непостоянен, тесно связан с атмосферными осадками. После дождей дебиты родников увеличиваются от 0,1–0,5 до 0,8–2,0 л/с. В сухое время года и зимой многие родники не функционируют.

Воды пресные, пригодные для питья и технических нужд. По химическому составу гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные, щелочные или щелочноземельные (рН 6,0–8,6, минерализация – от 0,01 до 0,46 г/дм³, общая жесткость – до 3,0 (редко до 8,2) моль/м³). Вблизи морского побережья встречаются минерализованные хлоридные воды.

Водоносная зона трещиноватости меловых терригенных и терригенно-вулканогенных пород (К₁₋₂). Меловые терригенные и терригенно-вулканогенные породы слагают петрозувскую, сияновскую, синанчинскую, самаргинскую, богопольскую свиты, мачтовую толщу, приморскую серию и представлены конгломератами, песчаниками, андезитами, риолитами, их туфогенными разностями, алевролитами, аргиллитами. Породы смяты в складки с углами падения на крыльях до 85° и занимают как возвышенности, так и их склоны. Высокая степень литификации, процессы регионального и контактового метаморфизма значительно снизили коллекторские свойства пород. Водоносность, в первую очередь, определяется наличием верхней трещиноватой зоны. Мощность трещиноватой зоны выветривания в среднем 50–70 м, на отдельных участках достигает 90–120 м и более. Наиболее трещиноваты и обводнены пласты песчаников мощностью от сантиметров до десятков метров. С глубиной количество трещин убывает и с глубины 70 м породы практически монолитные, а имеющиеся трещины кольматированы [Скрипко, 1994ф].

В приповерхностной зоне выветрелых пород накапливаются грунтовые порово-трещинные воды, питающиеся как за счет инфильтрации атмосферных осадков, так и за счет подтока из верхних горизонтов. Сильно расчлененный горный рельеф, слабая проницаемость алевролитов, глинистых сланцев создают неблагоприятные условия для инфильтрации и накопления осадков. Большая часть их идет на поверхностный сток. Глубина залегания вод зависит от рельефа местности и колеблется от нескольких метров в долинах до 130 м на водоразделах, что вызвано дренированием пород водотоками. В зонах тектонической трещиноватости и интрузивных контактов глубина залегания подземных вод зависит от положения самих зон. Воды, приуроченные к ним, трещинно-жилльные и обычно обладают напором, но запасы их ограничены [Скрипко, 1994]. Дебиты родников, как правило, не превышают 0,3 л/с, редко достигают 1,5 л/с. Питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, реже – за счет перетока воды из вышележащих горизонтов и конденсации водяных паров.

Разгрузка источников осуществляется в долины рек, родниками. Большинство источников функционируют после дождей, а в засушливые периоды иссыкают. По составу воды преимущественно гидрокарбонатные (HCO_3^- от 60–70 до 100 мг/дм³) пресные, слабокислые (рН 6,2–6,6). Они вполне пригодны для питья, но запасы их незначительны и поэтому практического значения воды не имеют.

Водоносная зона трещиноватости терригенных пород нижнего мела (К₁). Водоносная зона трещиноватости меловых терригенных пород, представленная алевролитами и аргиллитами, песчаниками, переслаиванием песчаников и алевролитов, реже гравелитами, конгломератами, брекчиями кемской, лужкинской, приманкинской, каталевской, дивнинской и светловоднинской свит, приурочена к верхней трещиноватой зоне, зонам тектонических нарушений и интрузивных контактов. Мощность трещиноватой зоны зависит от литологии пород и составляет для песчаников и конгломератов 50–80 м, для алевролитов – до 25 м. Наиболее интенсивная трещиноватость наблюдается до глубин 20–50 м, затем постепенно затухает [Скрипко, 1994ф].

Подземные воды содержатся в водоносных горизонтах, часто разделенных между собой водонепроницаемыми толщами алевролитов и мелко-тонкозернистых песчаников. Движение пластово-трещинных вод затруднено развитием вторичных глинистых образований, заполняющих трещины.

Водовмещающие породы разбиты трещинами, густота которых возрастает в зонах разломов. Интенсивность трещиноватости затухает с глубиной. Глубина залегания подземных вод зависит от рельефа местности, мощности перекрывающих пород и изменяется от 2,0 м в долинах рек до 50 м и более на водоразделах [Скрипко, 1994ф]. Верхние части склонов, вершины и гребни водоразделов, как правило, дренированы. Воды безнапорные, но в ряде случаев, когда зоны тектонических разломов играют роль поглощающих колодцев (по которым воды уходят на значительную глубину), а также на участках, где водоносные породы перекрыты глинистым делювием или залегают под четвертичным аллювием, могут быть встречены напорные воды.

Питание подземных вод осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков, перетоком из смежных водоносных зон, за счет поверхностных вод. Разгрузка происходит в речные долины, дренированием родниками. Дебиты родников составляют 0,1–3,1 л/с. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные, хлоридно- и сульфатно-гидрокарбонатные. Минерализация – от 0,05 до 0,4 г/дм³. Воды мягкие и очень мягкие, нейтральные, реже слабокислые или щелочные (рН 5,5–8,2), пригодные для питья и технических нужд.

II. САХАЛИНСКАЯ СЛОЖНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБЛАСТЬ

Климат о. Сахалин морской муссонный. На климат отдельных частей территории оказывают влияние рельеф островной суши и прилегающие моря.

Более трех четвертей территории занимают горы. Основными водными артериями территории листа являются реки Найба, Мануй, Лютога и др. Высокая влажность воздуха и развитая гидросеть создают благоприятные условия для питания подземных вод.

Лучшие условия накопления подземных вод существуют в пределах Сусунайской и Муравьевской низменностей.

Геологическое строение Сахалина предопределило преимущественное развитие поровых, порово-пластовых вод в рыхлых четвертичных и слаболифитизированных неогеновых отложениях. В палеогеновых и мезозойских отложениях, осложненных многочисленными разрывными нарушениями, развиты трещинные и трещинно-жильные подземные воды. Питание подземных вод происходит в основном за счет атмосферных осадков и в меньшей степени за счет вод, перетекающих из ниже- и вышележающих водоносных горизонтов. Области питания подземных вод чаще всего являются блоковые поднятия и зоны тектонических нарушений.

Все эти факторы формируют общее островное дренирование земной коры, дренирование региональных гидрогеологических структур II порядка и отдельных структурных элементов и влияют на глубину, условия водообмена, функционирования зоны свободного водообмена, ее структуру и структуру подземного стока.

В пределах Сахалинской гидрогеологической области находятся Западно-Сахалинский (II.1) и Южно-Сахалинский (II.4) гидрогеологические массивы, Татарский предгорный (II.2) и Сусунайский (II.3) межгорный артезианские бассейны.

В пределах гидрогеологических структур II порядка выделены гидрогеологические районы (блоки) III порядка. При их разграничении были учтены типы тектонических структур, границы структурно-фациальных комплексов, косвенно отражающих степень литификации и метаморфизма пород, их емкостные и фильтрационные свойства, направленность неотектонических движений, характер дренированности территории, преобладающий генезис подземных вод и их связь с поверхностными водами и атмосферой, а также преобладающая направленность водообмена.

Западно-Сахалинский гидрогеологический массив (II.1). На востоке массив ограничен Центрально-Сахалинским разломом, а на западе – контактом мезозойских (к которым условно отнесены и раннепалеогеновые образования) и кайнозойских структур. В орографическом плане – это южная часть Западно-Сахалинских гор. В пределах гидрогеологического массива выделен Найбинский гидрогеологический район (блок) (II.1.1), который в тектоническом отношении приурочен к Западно-Сахалинскому глыбово-сводному поднятию. Преобладающим типом подземных вод являются безнапорные трещинные, реже – трещинно-жильные.

Татарский предгорный артезианский бассейн (II.2) соответствует Западно-Сахалинскому краевому прогибу. С востока бассейн ограничен выходами на поверхность верхнемеловых образований, а на западе граничит с морским седиментационным бассейном Татарского пролива.

В бассейне развиты различные типы подземных вод: безнапорные и напорные трещинные, трещинно-жильные, грунтовые поровые и пластовые. Преобладает трещинный тип проницаемости.

Сусунайский межгорный артезианский бассейн (II.3) приурочен к Сусунайскому прогибу, в состав которого входят части прогибов заливов Терпения и Анива. С запада он ограничен Центрально-Сахалинским глубинным

разломом, с востока – Сусунайским хребтом, на севере и юге погружается соответственно под уровень Охотского моря – заливы Терпения и Анива.

В орографическом плане эта структура соответствует Сусунайской низменности, расположенной между двумя сооружениями: Восточно- и Западно-Сахалинскими горами.

В бассейне развиты пластовые поровые воды: грунтовые, субнапорные и напорные – в современных голоценовых отложениях аллювиального, делювиально-пролювиального и морского (в прибрежных частях) генезиса, мощностью до 100 м и более, и в выходящих на поверхность водоносных комплексах эоплейстоцен-голоценового возраста. В меньшей степени встречаются трещинные и трещинно-жильные воды, приуроченные к экзогенной трещиноватости и к зонам тектонических нарушений в более литифицированных породах палеогена и нижнего миоцена.

Южно-Сахалинский гидрогеологический массив (П.4) приурочен к Сусунайско-Тонино-Анивскому глыбовому поднятию. Орографически соответствует южной части Восточно-Сахалинских гор. На востоке и юге массив погружается под уровень Охотского моря.

В пределах массива выделено три гидрогеологических района (блока) III порядка: Сусунайский (П.4.1), Тунайчинский (П.4.2) и Тонино-Анивский (П.4.3). Первая и третья гидрогеологические структуры III порядка являются гидрогеологическими массивами и соответствуют Сусунайскому и Тонино-Анивскому хребтам Южного Сахалина, в пределах которых на поверхность выходят триас-меловые сильно метаморфизованные, дислоцированные, нарушенные многочисленными разломами образования, где формируются трещинные и трещинно-жильные подземные воды. Тунайчинский гидрогеологический район приурочен к Тунайчинскому прогибу, выполненному палеоген-голоценовыми отложениями, является межгорным артезианским бассейном. В этом бассейне распространены грунтовые безнапорные и субнапорные поровые, порово-пластовые воды в песчаных, гравийных и галечных отложениях четвертичного возраста, развитых в прибрежных частях бассейна и в долинах рек и трещинные, трещинно-жильные – в песчаниках, алевролитах, конгломератах неогенового возраста.

Гидрогеологическая стратификация

Эоплейстоцен-голоценовый водоносный комплекс (Q_{E-H}) объединяет водовмещающие отложения аллювиального, аллювиально-пролювиального, аллювиально-морского и морского генезисов.

Аллювиальный водоносный горизонт широко развит по всей территории. Мощность аллювия и площадь его распространения в поймах малых и горных рек незначительная, составляет всего лишь первые метры и на гидрогеологической схеме не выделяется. Тем не менее, именно этот горизонт в силу полного взаимодействия с поверхностными водами водотоков является регулятором их стока, забирая излишки воды при прохождении максимальных расходов на реках и постепенно отдавая воду в меженный период.

Этот горизонт может быть очень важным в горной местности для организации малых водозаборов. В случае безводности дочетвертичных образова-

ний он может использоваться путем сооружения подрусловых дрен с устройством непроницаемого «замка» ниже по течению от дрены.

Аллювий горных рек имеет грубообломочный состав, плохо отсортирован и, как правило, обладает относительно невысокими фильтрационными свойствами (Кф от 1 до 30 м/сут и очень редко до 100 м/сут).

Воды аллювиального водоносного горизонта ультрапресные, мягкие, по качеству пригодные для питья. Однако этот горизонт не защищен от поверхностного загрязнения.

Водоносный горизонт голоценового аллювия малых рек и ручьев и аллювия горных рек из-за малых мощностей горизонта имеет ограниченное значение в централизованном водоснабжении. Тем не менее, именно на него в основном ориентированы водозаборы подземных вод в Татарском артезианском бассейне, в том числе месторождение Придорожное на р. Ловецкая, рассредоточенные водозаборы в г. Невельск, поселках Ясноморский, Неводский, Урожайный, селах Сокольники, Красногорск, Ильинское Томаринского района.

Мощности горизонта возрастают только на приустьевых участках относительно крупных рек Сусунайской долины.

Водоносный горизонт голоценовых аллювиальных отложений в долине р. Сусуя сформирован перемывом периферийных, наиболее удаленных частей конусов выноса, поэтому крупность материала невысокая, преимущественно это пески с прослоями глин. И только на участках, где русловая фация пролювия достигает названных рек, горизонт имеет несколько лучшие условия. Удельные дебиты скважин сильно зависят от крупности водовмещающих отложений и изменяются от 0,5 до 2,5 л/с. Глубина залегания подземных вод невысокая – от 0,5 до 2,5 м, очень редко до 4–5 м. Питание водоносного горизонта происходит из рек и прилегающих водоносных горизонтов (комплексов), разгрузка осуществляется также в реки, наиболее интенсивно в меженный период. Воды пресные (иногда ультрапресные), гидрокарбонатные натриевые, реже хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным катионным составом, мягкие. Хороший промывной режим обеспечивает в них низкое содержание ионов железа. Однако на отдельных участках, особенно при пересечении осей впадин, возникает застойный режим (вследствие уменьшения гидравлического уклона) и содержание в воде ионов железа возрастает.

Морской и аллювиально-морской водоносные горизонты развиты вдоль берегов Охотского моря и Татарского пролива, на участках современного прогибания в нижнем течении р. Сусуя и приустьевых частях рек западной части территории.

Аллювиально-морские отложения преимущественно сложены глинами и илами с прослоями водовмещающих тонко- и мелкозернистых песков. Несколько особняком выглядит фация береговых морских валов, которая по генезису, скорее всего, чисто морская. В ней преобладает песчаная фация пляжа. На условной границе между чисто аллювиальными отложениями и дельтовой фацией отмечаются «языки» более грубозернистых водовмещающих отложений. Такое крайне неоднородное строение предопределяет неравномерность в водообильности и химическом составе вод горизонта. Наиболее обводнены отложения на условной границе контакта с отложениями аллювиального водоносного горизонта и здесь могут отмечаться еще пресные воды с

минерализацией до 0,5–0,8 г/дм³. Береговые валы сами являются областью инфильтрации атмосферных осадков и, как правило, до уровня моря содержат пресные воды, которые можно эксплуатировать колодцами. Коэффициенты фильтрации водоносных отложений, как правило, весьма невысоки – от 0,05 до 1 м/сут.

Горизонт не имеет значения для организации централизованного водоснабжения, но его существенно глинистый или иловатый состав хорошо защищает водонасыщенные пески неогена или грубозернистые верхнеплейстоценовые отложения от инверсии морских вод.

Аллювиально-пролювиальный водоносный горизонт разделяется на средне-неоплейстоцен-голоценовый и верхнеэоплейстоцен-нижнеэоплейстоценовый. Первый из них развит шире, он более мощный и водообильный. Интенсивно эксплуатируется рядом крупных и мелких водозаборов.

Особенности его формирования связаны с сахалинским этапом складчатости и интенсивными неотектоническими процессами. Такие процессы активно происходили и происходят в настоящее время по бортам Сусунайской впадины.

На Сахалине в условиях избыточно-увлажненного климата обвальноссыпные отложения транспортируются хорошо развитой речной сетью до тектонической границы впадины, где и происходит формирование конуса выноса. Пролувиальный материал отличается плохой отсортированностью валунно-щебнисто-гравийно-галечных отложений с дресвяно-песчано-глинистым заполнителем. Источником привноса обломочного материала являются реки, поэтому в составе пролювия преобладает окатанный материал, однако часто встречаются колотые гальки, что свидетельствует о переотложении аллювия.

Для пролювия характерна также резкая изменчивость в крупности материала и степени его отсортированности по простиранию и в разрезе. Буквально на расстоянии 10 м может отмечаться смена валунно-галечной русловой фации на периферийную глинистую, в связи с чем в вертикальном разрезе очень часто крупнообломочные фации соседствуют с прослоями существенно глинистых отложений.

Наиболее значительны конусы выноса в Сусунайской впадине, где они сформированы реками Красносельская, Суся, Найба, Лютога, Белая.

Коэффициенты фильтрации составляют от 40–200 м/сут (на крупных конусах выноса вблизи их вершин) до 1–50 м/сут (на малых конусах выноса и на периферийных частях конусов); коэффициент водопроницаемости на малых конусах выноса достигает 20–100 м²/сут, а вблизи вершин конусов выноса (на русловых фациях) 1000–4000 м²/сут (Буюклы, Покровка).

Хорошие фильтрационные свойства русловой фации пролювия обеспечивают высокую производительность водозаборов. Удельный дебит скважин колеблется от десятых долей до 15 л/с. Возможная производительность водозаборных скважин достигает 30–40 л/с при понижении уровня менее 10 м (водозабор Найбинский). На малых конусах выноса эти показатели значительно ниже.

Водоносный горизонт получает питание из рек, формирующих конусы выноса, а также путем прямой инфильтрации атмосферных осадков. Разгруз-

ка осуществляется как непосредственно в реки, протекающие по периферии конусов выноса, так и путем выклинивания на поверхность земли с формированием рек и ручьев, а также в прилегающие водоносные горизонты (комплексы).

Воды горизонта от вершины конуса выноса до разлома, ограничивающего Сусунайскую впадину, хорошо аэрированные, в верхней части без железа, пресные с общей минерализацией от 0,07 до 0,2 г/дм³, мягкие (общая жесткость 1–1,5 мг-экв/дм³), бактериологически здоровые, по микрокомпонентному составу также пригодны для питья.

В глубоких частях депрессий, в оси тектонических впадин гидродинамический режим вод аллювиально-пролювиального водоносного горизонта становится застойным, в связи с чем их качество ухудшается и содержание ионов железа повышается.

Водоносный горизонт используется на многих водозаборах с утвержденными запасами подземных вод. Так, в Сусунайском межгорном бассейне это Чусовое, Чиликское, Имановский, Складской, Красносельский, Найбинский, Отдаленный, Колосовский и многие другие участки Южно-Сахалинского месторождения подземных вод. Водоотбор, как правило, не превышает 1,0 тыс. м³/сут, за исключением некоторых водозаборов (Красносельский, Отдаленный, Найбинский, Колосовский).

Второй – эоплейстоцен-нижнеоплейстоценовый аллювиально-пролювиальный водоносный горизонт развит в нижней части рыхлого среднеоплейстоцен-голоценового «чехла» в осевых частях Сусунайского артезианского бассейна. Он вскрыт многочисленными скважинами на глубинах от 40 до 110–130 м на участке водозабора Луговое.

Отложения горизонта представлены гравийно-галечником с песчано-глинистым заполнителем с линзами и прослоями суглинка, глин, песка. В прибортовых частях, где отложения представлены переслаиванием гравийников, гальки, щебня, валунов, заполнитель более глинистый. Мощность отложений комплекса изменяется от 10–30 м в прибортовой части до 70–80 м вдоль восточного борта долины р. Сусуя.

Горизонт содержит напорные воды. Их уровень в естественных условиях устанавливается близ земной поверхности. Иногда скважины изливают. Величина относительного напора с глубиной залегания кровли становится больше.

Водоносный горизонт является одним из наиболее изученных в Сусунайской долине. Удельный дебит скважин колеблется от 0,1 до 13,7 л/с, преобладающие значения – 1–5 л/с. Дебит водозаборных скважин достигает 70–100 л/с. Коэффициент фильтрации изменяется в пределах 1–30 м/сут (редко до 75 м/сут), водопроницаемость – от 610 до 3700 м²/сут, преобладает 1000–1600 м²/сут. Наибольшие значения водопроницаемости характерны для центральной части района.

Питание горизонта осуществляется за счет перетекания из смежных водоносных горизонтов и комплексов. Разгрузка осуществляется в вышележащие водоносные горизонты и комплексы. Основной поток движется по направлению к морю.

Подземные воды описываемого горизонта, в частности на участке Луговое Южно-Сахалинского месторождения, пресные, гидрокарбонатные кальциево-

натриевые или натриево-кальциевые, с минерализацией 0,2–0,3 г/дм³ и жесткостью 0,6–2,1 моль/м³, с повышенным содержанием железа и марганца.

Водоносный горизонт имеет практическое значение для централизованного водоснабжения и эксплуатируется на участках Луговое и Красносельский, а также г. Южно-Сахалинск. Средняя величина водоотбора на водозаборе Луговое составляет 45–48 тыс. м³/сут. Кроме вышеназванных участков водоносный горизонт в бассейне эксплуатируется и на других участках Южно-Сахалинского месторождения, где водоотбор обычно не превышает 1,0–5,0 тыс. м³/сут.

Верхнемиоцен-эоплейстоценовый водоносный комплекс терригенных отложений (N_1-Q_E) выходит на поверхность вдоль восточных предгорий Западно-Сахалинских гор в Сусунайском межгорном бассейне. Водовмещающие отложения представлены песчаными разностями (мощностью от 10 до 50 м), гравийно-галечниками с прослоями супесей, суглинков, глин и алевритов. Мощность отложений достигает 100 м.

На участках выхода отложений на поверхность подземные воды комплекса безнапорные и залегают на глубине 4–8 м. Если комплекс перекрыт толщей водоупорных пород, напор составляет 25 м, а в центральной части достигает 150 м. Дебиты скважин в центре депрессии изменялись от 70 до 1800 м³/сут при понижениях от 2,55 до 23 м. Фильтрационные свойства водовмещающих отложений варьируют в широких пределах. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,024 до 30 м/сут, водопроницаемость – от 1,33 до 2538 м²/сут (преобладают значения 200–500 м²/сут), причем четких закономерностей в изменении фильтрационных свойств на площади установлено не было.

Питание подземных вод комплекса происходит за счет атмосферных осадков в местах выходов отложений на поверхность. Условия для их инфильтрации благоприятны.

Разгрузка осуществляется как в речные долины, так и в смежные водоносные горизонты и комплексы.

Средне-верхнемиоценовый относительно водоупорный горизонт (N_1) – преимущественно водоупорная толща верхнего и среднего миоцена. Представлен преимущественно водоупорными глинистыми породами курасийской и анивской (Татарский предгорный бассейн и Тунайчинский гидрогеологический район) свит.

Водоносными являются редкие невыдержанные в плане и разрезе пласты песков, песчаников, алевритов среди практически водоупорных толщ глин и аргиллитов.

Мощность водоносных слоев изменяется в широких пределах – от единиц до десятков метров, чаще она составляет 20–30 м. Мощности водоупорных пластов также сильно варьирует – от первых десятков до первых сотен метров. В восточном и северном направлениях происходит уменьшение мощности песчаных пластов, что приводит к их полному выклиниванию на отдельных участках и замещению алевритовыми или глинистыми породами.

Для тонкозернистых песков, слагающих водоносные горизонты, характерна неотсортированность и неоднородность. Содержание в них частиц менее 0,01 мм составляет обычно около 20 %. Средняя пористость песков колеблет-

ся в пределах 15–25 %. В связи с неоднородностью и глинистостью водоносных песков их коэффициент фильтрации и водопроницаемость невелики.

Химический состав вод, приуроченных к редким водовмещающим прослоям, вблизи области питания резко отличается от таковых при залегании на глубине. В области питания воды пресные, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, мягкие. В условиях затрудненного водообмена они, как правило, солоноватые или соленые.

Этот горизонт не имеет практического значения при решении вопросов сооружения централизованных крупных водозаборов. Может использоваться отдельными одиночными скважинами для водоснабжения небольших объектов при отсутствии в районе других возможностей для водоснабжения.

Олигоцен-нижнемиоценовый относительно водоупорный горизонт (P₃-N₁) приурочен преимущественно к водоупорной толще невеличской и холмской свит олигоцена – нижнего миоцена. Этот горизонт служит региональным водоупором. Породы в основном представлены аргиллитами, глинами, реже алевролитами с редкими тонкими прослоями песчаников. Как правило, они безводны, но иногда одиночными скважинами вскрываются прослои песчаников.

Воды по качеству чаще всего не пригодны для питья: их минерализация в основном выше 1 г/дм³.

Воды часто газонасыщены. Газ преимущественно метановый, иногда с резким запахом сероводорода, что делает этот горизонт неперспективным для организации централизованного водоснабжения.

Тем не менее, воды этого комплекса используются, особенно в местах, где другие водоносные горизонты отсутствуют. В частности на Корсаковском плато наряду с многочисленными безводными скважинами есть и малодобитные эксплуатационные скважины. Чаще всего – это верхняя зона экзогенной трещиноватости в среднем до глубины 50 м. В зонах тектонического дробления иногда отмечаются неплохие водопритоки. Именно в проблемных с точки зрения водоснабжения районах могут буриться одиночные скважины на вскрытие верхней зоны экзогенной трещиноватости для мелких водопотребителей. Это водозаборы в Корсаковском районе, эксплуатирующие трещиноватую зону указанного горизонта в отложениях холмской свиты: Чапаевское, Первоирисное, Мерейское. Эксплуатационные запасы не превышают 1,0 тыс. м³/сут (кроме участка Мерейское), разбуренного по заданию компании «Сахалинская энергия», выполняющей работы по сооружению портового терминала для погрузки сжиженного газа по проекту «Сахалин-2». Запасы на этом участке утверждены в количестве 4,8 тыс. м³/сут, водоотбор пока не превышает 2,5 тыс. м³/сут. В Томаринском районе для водоснабжения пос. Ильинский подсчитаны запасы на участке Правобережный в количестве 7,2 тыс. м³/сут (в настоящее время не эксплуатируется и входит в состав нераспределенного фонда).

Для хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Корсаков были утверждены запасы подземных вод на водозаборе Мицулевский для *водоносного горизонта нижне-верхнеолейстоценовых аллювиально-морских отложений (amQ_{I-III})* в сумме 24,3 тыс. м³/сут, но в течение 11-тилетнего периода эксплуатации водоотбор не превышал 4–7 тыс. м³/сут при потребности города 15 тыс. м³/сут,

в связи с чем возникла необходимость доразведки водозабора и выбора дополнительного источника водоснабжения. Таким источником стали подземные воды трещиноватой зоны олигоцен-миоценовых отложений холмской свиты. Переоцененные по результатам эксплуатации и доразведки водозабора эксплуатационные запасы утверждены в количестве 10,4 тыс. м³/сут, в том числе по категориям: В – 5,7 тыс. м³/сут, по категории С₁ – 4,7 тыс. м³/сут. По некоторым скважинам, расположенным вблизи разломов, в подземных водах отмечаются повышенные относительно ПДК концентрации бора, марганца и железа.

Напорные воды вскрыты на глубинах свыше 2000 м и приурочены к нефтегазоносным или перспективным на нефть и газ районам. Они, как правило, высоко минерализованные и характеризуются наличием микрокомпонентов (йод, бор, бром и др.) в количествах, имеющих промышленное значение.

Палеоцен-олигоценовый водоносный комплекс терригенных, терригенно-кремнистых отложений (Р). Водовмещающие породы, представленные туффитами, туфогенными песчаниками, туфоконгломератами и туфобрекчиями, принадлежат к аракайской, тунайчинской и ряду других свит палеогена. Этот комплекс в основном занимает незначительную площадь в западной части территории и выходит на поверхность на самых верхних гипсометрических отметках.

Воды комплекса приурочены к зоне экзогенной трещиноватости, затухающей, как правило, на глубине 60–80 м. Местами отмечаются зоны тектонической трещиноватости, уходящие на значительную глубину, где водоносность отложений несколько выше, хотя встречаются и экранирующие разломы с глинистым материалом, как правило, безводные.

На западном побережье этот водоносный комплекс широко используется для водоснабжения, в том числе и для создания небольших групповых водозаборов, а также отдельными скважинами на юго-восточном борту Сусунайского межгорного бассейна. Утвержденные запасы составляют 100–500 м³/сут.

Нижне-верхнемеловые водоносные зоны экзогенной трещиноватости (К₁₋₂). Породы мела распространены и выходят на поверхность в основном на востоке и юге Западно-Сахалинского гидрогеологического массива. Водовмещающими породами служат песчаники, часто туффитовые, реже гравелиты, алевролиты и туфы, общая мощность которых достигает 2000 м. Трещиноватость пород неравномерная. Вблизи земной поверхности преобладают открытые трещины шириной до нескольких миллиметров. На глубине более 100 м трещины имеют преимущественно волосной характер. Исключением являются зоны разрывных тектонических нарушений, с которыми связаны интенсивная трещиноватость и раздробленность пород, прослеживаемая на глубину несколько сот метров.

Фильтрационные свойства водовмещающих пород меняются в зависимости от вещественного состава, а также с глубиной. Так, коэффициент фильтрации водоносных песчаников в интервале до 30 м составил 3,3 м/сут, а коэффициент фильтрации аргиллитов в том же интервале оказался равным 0,2 м/сут, т.е. в 16 раз меньше. В пределах того же участка средний коэффициент фильтрации песчаников до глубины 10–15 м достигал 10 м/сут, а в интервале от 75 до 110 м составил 0,04 м/сут.

Безнапорные трещинные воды приурочены к зоне выветривания мощностью от нескольких метров на водоразделе до 100–150 м в речных долинах. Водопроницаемость пород зоны выветривания в пределах речных долин достигает 100 м²/сут. Зеркало подземных вод находится на максимальной глубине (100–150 м от земной поверхности) на водоразделах, уменьшается по направлению к речным долинам, а в их днищах и в основаниях горных склонов обычно не превышает 6 м. Дебиты родников изменяются от 0,001 до 3 л/с. Максимальные дебиты 9,1–11,15 л/с при понижении уровня на 9–10 м были получены в скважинах, вскрывших водоносные песчаники на глубине 70–80 м в интервале интенсивной трещиноватости, в аргиллитах – 4 л/с при понижении уровня на 15 м. На глубине 80–110 м с затуханием трещиноватости пород песчаники слабо обводнены.

Основное питание свободные трещинные воды получают в пределах горных хребтов. Источником питания служат атмосферные осадки. Разгрузка происходит в долинах рек в аллювиальные отложения или непосредственно в реки. Частично воды расходуются на питание более глубоко залегающих региональных и локальных трещинно-жильных вод.

Это пресные воды с минерализацией от 0,05 до 0,3 г/дм³ прозрачные. Воды наименее минерализованы в пределах зоны активного стока, выше местных базисов эрозии (0,1–0,2 г/дм³), они преимущественно гидрокарбонатные, смешанные по катионному составу, мягкие (с общей жесткостью от 0,15 до 2,5 мг-экв/л); железо обычно присутствует в виде следов. Воды обладают хорошими бактериологическими свойствами, удовлетворяют нормам хозяйственно-питьевого водоснабжения. От загрязнения с поверхности защищены слабо. Практическое значение для водоснабжения эти воды имеют в пределах речных долин при эксплуатации скважинами глубиной 20–50 м.

Напорные трещинные и трещинно-жильные воды меловых отложений практически не изучены. Последние были опробованы только в нефтепоисковых скважинах у подножия Камышового хребта. На основании данных о затухании региональной трещиноватости с глубиной можно предполагать, что фильтрационные свойства пород ниже зоны выветривания преимущественно плохие. Дебит самоизливающихся скважин при опробовании отдельных интервалов, приуроченных преимущественно к туфогенным породам, колебался в пределах 0,005–0,12 л/с (удельный дебит менее 0,001–0,006 л/с). Пьезометрический уровень установился на отметке 86 м (70 м выше поверхности земли).

Воды, как правило, высокоминерализованные (до 30 г/дм³): значительно обогащенные йодом, бором, бромом.

Пресные воды меловых отложений используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Минерализованные воды представляют интерес для бальнеологии. К зоне Центрально-Сахалинского разлома приурочено Синегорское месторождение минеральных углекислых мышьяковистых вод и Южно-Сахалинский грязевый вулкан. В районе г. Холмск были вскрыты трещинно-жильные минерализованные воды глубоких (около 2000 м) горизонтов с дебитом до 5,5 л/с, приуроченные к зоне Западно-Сахалинского разлома. Избыточный напор над поверхностью земли достигал 140 атм.

Мезозойский водоносный комплекс спорадического распространения (МЗ) распространен в пределах Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов. Породы представлены различными метаморфическими сланцами – графитовыми, хлоритовыми, серицитовыми и другими зеленокаменными образованиями, рассланцованными песчаниками, филлитами, диабазы, среди которых встречаются прослои и линзы кварцитов и мраморов общей мощностью около 4500 м. Породы интенсивно дислоцированы, перемяты. В приповерхностной зоне породы выветрелы, трещиноваты, имеют преимущественно открытые трещины шириной до 2–3 мм. Как показали наблюдения за горными выработками на западном склоне Сусунайского хребта, наиболее интенсивная трещиноватость отмечается в пределах первых метров от поверхности. С глубиной она довольно быстро затухает.

Водопроницаемость пород в целом слабая. В пределах Восточно-Сахалинских гор средний коэффициент фильтрации графито-серицитовых сланцев в зоне выветривания равен 0,1 м/сут. Ниже зоны выветривания породы водопроницаемы лишь по зонам разрывных нарушений.

Глубина зеркала свободных трещинных вод резко изменяется в зависимости от рельефа. На горных вершинах и водораздельных гребнях она находится на 50–70 м от поверхности, в то время как вблизи речных долин не превышает 10 м. Подошвой обводненной зоны являются практически водонепроницаемые породы, залегающие глубже зоны выветривания. Мощность водоносной зоны на водоразделах составляет всего несколько метров, нередко на этих участках породы являются безводными. В направлении к речным долинам происходит постепенное увеличение мощности водоносной зоны до 70–80 м, но и в пределах речных долин водопроницаемость водоносного горизонта обычно менее 10 м²/сут.

Дебиты буровых скважин, вскрывших свободные трещинные воды, невелики. Скважина, вскрывшая водоносные выветрелые сланцы в 3 км северо-восточнее г. Долинск, в предгорьях Сусунайского хребта, дала дебит 0,81 л/с при понижении уровня на 4,5 м (удельный дебит 0,18 л/с).

Питание трещинные воды получают главным образом в пределах горных хребтов и их склонов за счет атмосферных осадков. Разгрузка происходит в речные долины и зоны тектонических нарушений. Естественными водопоявлениями являются нисходящие эрозионные родники, приуроченные к верховьям распадков или подножьям склонов горных хребтов. Их дебиты составляют 0,01–0,3 л/с.

Воды зоны трещиноватости пресные с минерализацией от 0,03 до 0,2 г/дм³, мягкие (общая жесткость 0,5–3,1 мг-экв/л). В целом они соответствуют нормам хозяйственно-питьевого водоснабжения. Железо в них обычно присутствует в виде следов. По составу воды гидрокарбонатные кальциевые, реже смешанного катионного состава. В практических целях воды комплекса почти не используются.

III. ЮЖНО-ТАТАРСКАЯ И ОХОТОМОРСКАЯ СУБАКВАЛЬНЫЕ АРТЕЗИАНСКИЕ ОБЛАСТИ

Субаквальные гидрогеологические структуры, по площади значительно превышающие структуры суши, остаются малоизученными. В гидрогеологическом разрезе субаквальных структур, представляющих собой обширные артезианские бассейны, участвуют водоносные комплексы слаболитифицированных кайнозойских и меловых осадочных и вулканогенно-осадочных отложений мощностью более 3 км. Водоносность последних связана с зонами трещиноватости коры выветривания этих пород и зонами тектонических нарушений. Воды порово-пластовые, порово-трещинно-пластовые и трещинно-жильные, соленые хлоридные натриевые седиментационные с минерализацией до 33 г/дм³, азотно-метановые, метановые. Для них характерно образование газогидратов.

Вдоль западного побережья о. Сахалин в зоне шельфа продолжают существовать структуры Татарского артезианского бассейна с порово-трещинно-пластовыми и трещинно-жильными водами, содержащимися преимущественно в миоценовых терригенных отложениях.

В разрезе Монеронского гидрогеологического района принимают участие преимущественно вулканогенные образования олигоцена–миоцена и мела. Водоносность связана с зонами трещиноватости коры выветривания этих пород и зонами тектонических нарушений. Скважиной на о. Монерон в интервале глубин 518–528 м вскрыты соленые (до 18,5 г/дм³) хлоридные кальциево-натриевые воды, а на глубине 1120–1133 м минерализация подземных вод достигла солености морской воды (31,5 г/дм³).

В пределах шельфа Тонино-Анивского полуострова продолжают существовать наземные структуры, имеющие в основном современное морское питание.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория суши листа L-54 расположена в пределах Сихотэ-Алинской крупной географической провинции (континентальная часть) [Ивашников, 1985] и района о. Сахалин (островная суша), различающихся по своим эколого-геологическим условиям. Сихотэ-Алинская горная кедрово-широколиственная провинция также называется Манчжурско-Приморской провинцией Восточно-Азиатской хвойно-широколиственной лесной области [Геоботаническая..., 1956]. Акваториальная часть листа охватывает экосистемы Татарского пролива, Охотского моря в районе Присахалинского шельфа и северо-западной части Японского моря.

Эколого-геологическая схема составлена в масштабе 1 : 2 500 000 на основе ландшафтной схемы, аналитических данных упомянутых выше исследований и данных государственной статотчетности. Легенда эколого-геологической схемы состоит из трех основных блоков информации, характеризующих экологически значимые компоненты геологической среды территории и воздействие на нее неблагоприятных для жизнедеятельности человека природных и техногенных явлений и процессов.

СИХОТЭ-АЛИНСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Территория Сихотэ-Алинской провинции в пределах листа преимущественно гористая, малонаселенная и слабоосвоенная. По климатическим условиям приравненная к районам Крайнего Севера. На площади листа находится шесть поселений – одно городское и пять сельских. По данным РОССТАТа [РОССТАТ, 2017] на 1.01.2019 г. городское поселение Светлое (пгт. Светлая) является самым крупным населенным пунктом. В нем проживают 758 чел. В сельских поселениях численность населения составляет: Усть-Соболевское сельское поселение (село Усть-Соболевка) – 222 человека, Единкинское сельское поселение (села Перетычиха и Единка) – 218 человек, Самаргинское сельское поселение (село Самарга) – 185 человек, Удэгейское сельское поселение (село Агзу) – 161 человек. Агзу – самый северный населенный пункт Приморья. Он расположен на левом берегу р. Самарга и является местом компактного проживания самаргинских удэгейцев. Агзу – один из самых изолированных населенных пунктов края. Добраться до него можно вертолетом (из Тернея), по реке (примерно 60 км) или лесовозной дороге (из села Самарга). К расположенному на мысе Адими (мыс Золотой) лесоза-

готовительному пункту «Самаргинский» (15,5 км по морю от пос. Самарга) из пос. Пластун ходит теплоход. Село Единка в настоящее время имеет регулярное воздушное сообщение с г. Владивосток. Народно-хозяйственная деятельность сосредоточена в основном на побережье Японского моря и Татарского пролива и по долинам крупных рек. Дорожная сеть на территории листа представлена грунтовыми, в основном лесовозными, дорогами.

Основной вид деятельности населения – лесозаготовка, заготовка кедрового ореха и дикоросов, охота и рыбалка.

Район известен месторождениями россыпного золота. Малое месторождение россыпное Река Бурматов Ключ в настоящее время находится в эксплуатации, а на проявлении Бурматов Ключ и малом золоторудном месторождении Приморское ведутся разведочные работы.

Природные ландшафты относятся к суббореальной приокеанической (Тихоокеанской) группе: горная тундра и предтундровое редколесье, альпийские луга (1), горная тайга и смешанные леса (2, 3, 5 и 6), лесные массивы межгорных впадин и речных долин (10), лугово-лесные массивы прибрежных равнин и взморий (10) и болота (11). Основой для их определения послужили почвенная и геоботаническая карты Приморского края [Почвенная..., 1983, 38, Геоботаническая..., 1956, 8]. Краткая характеристика ландшафтов приводится в экспликации к эколого-геологической схеме.

Экзогенные геологические процессы (ЭГП), проявленные в Сихотэ-Алинской провинции и влияющие на экологическое состояние среды, типичны для Приморья. В северных районах Приморья преобладают сейсмотектонические типы дислокаций (разрывы) с широким развитием сейсмогравитационных (оползни, обвалы) дислокаций. Из эндогенных геодинамических процессов наиболее значимым является сейсмичность. Приморье в целом характеризуется умеренной сейсмичностью. На большинстве существующих схемах сейсмического районирования территории листа относится к районам с интенсивностью землетрясений 5–6 баллов. А. В. Олейников, проанализировав имеющиеся данные, территорию листа отнес к районам 7 и 8-балльных землетрясений [33]. В горных ландшафтах осыпи, обвалы, сели, особенно часты на крутых склонах. В межгорных впадинах, а также на пойме и низких террасах крупных и средних рек проявлено заболачивание, широко распространены западины, бугры пучения и наледи. Динамика ЭГП сводится к усилению и расширению ареалов их развития [72, 158, 156]. Осыпно-обвальные процессы на территории развиты преимущественно на крутых ($>25^\circ$) и умеренно крутых ($15\text{--}25^\circ$) склонах гор с отметками 300–1450 м, с относительными превышениями до 1000 м. Здесь формируются чаще всего каменные моря, «живые» осыпи. В долинах рек осыпи формируются на участках с активной боковой эрозией, приурочены к концевым частям потоков базальтов и практически все «живут» в настоящее время.

Селеобразование на территории характерно для водотоков с крутыми, V-образными долинами, где максимально развиты осыпно-обвальные процессы.

Речная эрозия – один из активных процессов, она выражается в смыве пойменных поверхностей, подрезке берегов, речных террас, склонов. Следствием ее является формирование кос, протоков, завалов. Речная эрозия резко

усиливается при прохождении летних циклонов. Для периода таяния снега и во время летнего половодья пойма периодически затапливается и зачастую русло меняет свое положение.

Уничтожение лесов способствует развитию интенсивного плоскостного смыва.

Заболачивание – природный процесс, развитый почти повсеместно в поймах, реже на надпойменных террасах, в расширенных участках магистральных долин, обычно в местах распространения локальных водоупоров. Болота низинного типа, редко переходные. Торф мохово-травяной, буро-черный, водонасыщенный. Болота кустарниково-кочкарниковые, мохово-осоковые, часто затапливаемые. На заболоченных участках из древесной растительности характерна лиственница.

В рекреационном отношении ландшафты в пределах листа большей частью благоприятные. На площади листа имеются территории особого природопользования: природный заповедник государственный – 1. Ботчинский, заказники: 2. Нельминский, 3. Лосиный и 5. Горалий, частично охватывающий акваторию Японского моря (номера объектов приведены в соответствии со Схемой оценки эколого-геологической обстановки).

По степени воздействия ЭГП на природную среду и хозяйственные объекты, территория отнесена по скорости размыва речных берегов – к устойчивым и, частично, неустойчивым (экстремальные значения размыва – 80–100 м/год), по опасности подтопления – к малоопасным, умеренно опасным, по оползневой опасности – к умеренно опасным и малоопасным, по опасности наводнений – к опасным [39].

Большинство ландшафтов в той или иной степени затронуто техногенным воздействием, в том числе и на геологическую среду. В последние годы нарастающими темпами осваиваются лесные ресурсы, что приводит к нарушениям геологической среды. По характеру техногенеза в пределах ландшафтных подразделений листа выделены виды источников загрязнения по отраслям деятельности: лесохозяйственные, горно-технические (отработка россыпей), инженерно-строительные (автомобильные дороги грунтовые, строительство и др.).

Промышленная рубка лесов оказывает негативное влияние на природную среду территории. В настоящее время легальные лесоразработки, выражающиеся в масштабе карты, наиболее активно ведутся в бассейнах рек Светлая, Венюковка, Самарга. Вырубки лесов, обустройство лесовозных дорог и пожары на горных склонах приводят к нарушению почвенного покрова, к образованию в разной степени техногенно измененных ландшафтов, к формированию или активизации осыпей, оползней, промоин, селей, а на относительно выровненных участках – к частичному заболачиванию. В условиях пожаров происходит полная замена первичного леса пирогенными растительными группировками.

Техногенное воздействие на геологическую среду, связанное с добычей россыпного золота, проявлено в формировании неопасных техногенных ландшафтов на перемытых аллювиальных и, частично, склоновых отложениях. Рекультивация нарушенных земель не проводилась. Постепенно они восстанавливаются за счет образования вторичных лесов, кустарниковой расти-

тельности, представленных преимущественно мелколиственными породами (ольха, береза, осина).

Дороги (объекты линейного строительства) оказывают на природную среду значительное воздействие в виде динамических нагрузок и деформаций грунтов под насыпями, к перераспределению влаги, возникновению оплывин, осыпей, оврагов и промоин, подпруживанию водотоков, возникновению наледей. Вдоль дорог в связи с движением автотранспорта в почвах накапливаются токсичные элементы и другие химические соединения. Вдоль них так же расположены основные дорожные карьеры. Это приводит к напряженному состоянию скальных грунтов и нарушению устойчивости склонов, активизации осыпных процессов.

В пределах поселений формируются селитебные территории, где происходит нарушение почвы, ее переработка, загрязнение окружающей среды отходами жизнедеятельности человека (свалки, кладбища, склады ГСМ и т.д.). Водоснабжение населенных пунктов осуществляется одиночными скважинами и колодцами. Качество воды в них достоверно неизвестно, но можно предполагать отсутствие загрязнения.

На эколого-геохимическое состояние окружающей среды влияние оказывают природные аномалии и техногенные очаги загрязнения. Согласно Экологической карте Приморского края масштаба 1 : 1 000 000 [58], описываемая территория входит в пределы Сихотэ-Алинской (техногенно-природной) эколого-геохимической зоны (ЭГЗ).

Полиэлементные аномалии представлены широким спектром природных химических загрязнителей всех классов опасности. В аномалиях с допустимой степенью загрязнения ($Z_c < 16$) токсичными элементами являются Pb, Zn, Cu, Mo, Sn. Наибольшее количество таких, преимущественно мелких, аномалий зафиксировано в пределах полей известных месторождений и рудопроявлений. Спектр природных загрязнителей здесь довольно широкий: W, Sn, Pb, Mg, Co, Zn, Be, Li, Mo, Cu, Hg. Геодинамическую и геохимическую устойчивость ландшафтов предопределил комплекс техногенных и природных факторов.

Напряженная экологическая обстановка формируется в условиях часто неконтролируемой вырубки леса, что приводит к активизации экзогенных процессов, образованию оврагов. Она также характерна и для участков развития техногенных и природных геохимических аномалий, районов потенциально сейсмоопасных.

На большей части территории, где расположены труднодоступные горные массивы, основная часть первичных лесов, к вырубке которых только приступают, обстановка благоприятная. Основная речная сеть здесь не загрязнена, а редкие небольшие по площади ореолы тяжелых металлов и химических элементов имеют интенсивность до 8 СПЗ.

Прогнозируя изменения геологической среды в результате влияния хозяйственной деятельности человека или планируя мероприятия по оказанию положительного воздействия на экзогенные геологические процессы, нельзя обойтись без анализа и оценки устойчивости геологической среды и ее ландшафтных подразделений. Геодинамическая устойчивость этих подразделений оценивается по расчлененности и энергии рельефа, геодинамической и сей-

смической обстановке, величине пораженности ЭГП. Геохимическая устойчивость ландшафтов оценивается, в первую очередь, по сорбционной способности рыхлых отложений. Все горно-таежные ландшафты, литогенной основой которых являются преимущественно скальные породы, как правило, геохимически устойчивы, а геодинамически малоустойчивы. Геолого-экологический потенциал платообразных и долинно-таежных ландшафтов, сложенных соответственно крупнообломочными породами с супесчано-суглинистым заполнителем и рыхлыми аккумулятивными образованиями, является среднеустойчивым.

Оценка экологического состояния геологической среды территории листа проведена с учетом влияния на нее рассмотренных выше природных и техногенных факторов.

В Сихотэ-Алинской провинции в пределах листа техногенное влияние носит очаговый и кратковременный характер, степень геоэкологической опасности относительно благоприятная.

РАЙОН о. САХАЛИН

Эколого-геологическую обстановку островной суши определяют в основном природные факторы и хозяйственная деятельность населения. На территории острова в пределах листа L-54 выделены 11 природных ландшафтов и два техногенных, описание которых, так же как и для Сихотэ-Алинской провинции, приведено в таблице ландшафтов к эколого-геологической схеме.

При ландшафтном районировании ведущую роль сыграл геоморфологический фактор. Почвенный и растительный факторы учитывались в меньшей степени. Природные ландшафты относятся к отделу горных подвижных поясов, который включает в себя две основные морфоструктуры: горы и равнины. Подотдел горы подразделяется на горную тундру с редколесьем и горно-таежные леса, а равнины – на предгорные шлейфы, долины рек, прибрежные равнины и болота.

Техногенные факторы играют значительную роль на небольших площадях, которые не всегда можно показать в масштабе эколого-геологической схемы. К техногенным ландшафтам относятся территории, на которых ведется добыча каменного и бурого угля, строительных материалов, промышленная вырубка леса, добыча углеводородов, торфоразработки, а транспортные коммуникации узкие. В техногенный класс ландшафтов включены городские и сельские агломерации, сельхозугодья. Он характеризуется техногенным воздействием, нарушенным режимом подземных вод, практически полным уничтожением природной растительности и почв с формированием техногенных грунтов, образованием геохимических аномалий. Основными источниками загрязнения почв и вод являются свалки и бытовые стоки.

Отдельные природные ландшафты и их геологическая среда в той или иной степени затронуты техногенным воздействием. Особенно интенсивно это проявлено в местах угледобычи открытым способом на Горнозаводском буроугольном и Лопатинском каменноугольном месторождениях, в местах добычи каменного строительного материала. На законсервированном Новиковском буроугольном месторождении, где велась добыча угля и углистых

аргиллитов с целью извлечения германия, остались карьеры, заполненные водой, что продолжает оказывать отрицательное воздействие на природную среду. В результате возникли неоаккумулятивные и неоденудационные формы рельефа. Горное производство, в том числе и уже закрытые или законсервированные шахты и карьеры, оказывает влияние на все элементы биосферы. В процессе горного производства образуются и быстро увеличиваются пространства, нарушенные горными выработками, отвалами пород и отходов переработки, отрицательное влияние которых распространяется на окружающие территории. В связи с осушением месторождений и сбросом дренажных и сточных вод в поверхностные водоемы и водотоки резко изменяются гидрогеологические и гидрологические условия в районе месторождения, ухудшается качество подземных и поверхностных вод. Благодаря целикам, оставляемым в водоохраных полосах водотоков при добыче полезных ископаемых, воздействие на поверхностные воды, в части их механического загрязнения, остается незначительным, однако от влияния горных выработок на гидрогеологический режим, что сказывается на питании водотоков, они не спасают.

Атмосфера загрязняется пылегазовыми организованными и неорганизованными выбросами карьеров, отвалов и вспомогательных производств. В результате комплексного воздействия на указанные элементы биосферы существенно ухудшаются условия произрастания растений, обитания животных, проживания человека.

Естественная рекультивация (зарастание лесом и кустарниками, сглаживание склонов микроформ рельефа) происходит довольно быстро, за 20–30 лет после прекращения эксплуатационных работ.

Промышленная вырубка леса, обустройство лесовозных дорог, приводящие к формированию врезов в склонах, промоин, а на низменных участках – к частичному заболачиванию, приводят к негативному влиянию на природную среду территории. В то же время лесопромышленные работы оказывают и положительное воздействие на окружающую среду, что связано с вырубкой перестойных, экологически неблагополучных, захламленных валежником участков леса, которые являются питательной средой для лесных пожаров. Во-вторых, лесовозные дороги служат хорошими разделительными полосами в случае возникновения лесных пожаров. На интенсивность склоновых процессов лесные разработки оказывают не столь уж заметное влияние, поскольку дерновый покров в основном сохраняется, и фактическое усиление денудационных процессов происходит лишь на ограниченных участках территории, в основном вдоль лесовозных волоков и дорог. Восстановление лесного покрова происходит естественным путем довольно быстро: за 5–15 лет (в последовательности ольха → береза → лиственница → ель и пихта), так что необходимости в искусственных лесонасаждениях нет. Плановое восстановление лесов ведется преимущественно на площадях, ныне заросших курильским бамбуком, где леса были уничтожены хозяйственной деятельностью или пожарами в уже далеком прошлом.

Добыча газа на побережье Анивского залива практически не сказывается на природных ландшафтах, поскольку промыслы расположены на выровненных площадях. Поверхностные загрязнители, в силу специфики полезного

ископаемого, отсутствуют. Добыча проводится в небольших объемах, преимущественно в зимнее время.

Потенциальную опасность несут в себе нефте- и газопроводы, проходящие вдоль восточного побережья острова от северной рамки листа и далее по Сусунайской низменности и Корсаковскому плато к побережью залива Анива к пункту переработки природного газа и погрузки углеводородной продукции через вынесенные в акваторию погрузочные терминалы. Они расположены в сейсмоопасной зоне, большая часть их трассы проходит вдоль активного регионального Центрально-Сахалинского разлома (возможны прорывы трубопроводов). Вдоль трубопроводов возможна активизация старых и проявление новых экзогенных процессов.

Сельскохозяйственная деятельность оказывает влияние на режим подземных вод (мелиоративные мероприятия), геохимическую характеристику (внесение удобрений), эрозионные процессы (распахивание склонов).

Представленные на изучаемой территории площади характеризуются различными типами геохимической миграции: ландшафты с трансэлювиальным, элювиальным, трансэлювиально-аккумулятивным, супераквальным типами геохимической миграции вещества характеризуются средней геохимической устойчивостью, ландшафты с супераквальным типом миграции – низкой геохимической устойчивостью.

Геодинамическая устойчивость ландшафтов неоднозначна. Отрицательное воздействие на нее оказывает высокая сейсмичность территории, сейсмическая активность которой оценивается в 8–9 баллов по шкале MSK-64. В зоне активных разломов возможны мелкофокусные землетрясения интенсивностью 9 и более баллов. Для них устойчивость ландшафтов низкая. Проявление оползней, осыпей, обвалов предполагают также низкую геодинамическую устойчивость ландшафта.

При оценке эколого-геологических условий территории учитывались пять ведущих факторов: сейсмичность территории, интенсивность проявления экзогенных процессов, экогеохимическое состояние приповерхностной части литосферы, геоморфологические особенности и степень техногенной нарушенности территории.

Сейсмичность территории неоднородна. Вся изучаемая площадь отнесена к 8–9-балльной сейсмичной зоне, на фоне которой выделяются зоны сближенных неотектонических разломов с возможным повышенным проявлением силы землетрясений на 1–2 балла.

Экзогенные процессы наблюдаются во всех ландшафтных зонах. По степени интенсивности экзогенных процессов изучаемая площадь подразделяется на четыре категории: очень низкую, низкую, среднюю и высокую. К первой категории можно отнести аллювиальные и морские равнины, где экзогенные процессы проявляются слабо, преобладает боковая эрозия. Ко второй категории относится преобладающая площадь низкогорья с пораженностью экзогенными процессами 5–10 %. К средней и высокой категории пораженности экзогенными процессами относятся территории низких и средних гор Южно-Прибрежной цепи, Южно-Камышового, Долинского, Мицунского, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов с интенсивным проявлением

оползневых и селевых процессов, сходом лавин, интенсивным проявлением абразионных процессов с пораженностью территории более 80 %.

В эколого-геохимическом отношении территория изучена не равномерно, основное внимание уделялось населенным районам. При проведении мелко-масштабного (1:500 000) геоэкологического картирования о. Сахалин [Стрючков, 2000ф] и крупномасштабного (1:50 000) территории Сусунайской депрессии [Якшибаров, 1996ф] отбирались пробы почв, донных отложений и поверхностных вод на определение токсичных элементов.

Для Сусунайской депрессии, как наиболее урбанизированной территории, характерна наибольшая геохимическая загрязненность почв и поверхностных вод. Основными элементами-загрязнителями почв являются мышьяк, медь, цинк, свинец. Основным источником металлов в почвах – пылевые выбросы ТЭЦ, золоотвалы. Почвенные аномалии с умеренно опасным уровнем загрязнения выявлены в районе железнодорожного узла в г. Южно-Сахалинск, на территории военного городка в пос. Хомутово. Для подземных вод загрязнение тяжелыми металлами не характерно, тем не менее в районе золо-шлакоотстойника Южно-Сахалинской ТЭЦ зафиксировано загрязнение токсичными металлами – ртутью и бериллием. Для подземных вод более характерны органические загрязнители – фенолы, нефтепродукты, нитраты. В целом геолого-экологическая обстановка признана удовлетворительной.

По результатам мелкомасштабной съемки отмечается характерное для большей части территории острова загрязнение почв и донных осадков мышьяком. Геоморфологические условия, влияющие на интенсивность эрозионных процессов, играют незначительную роль в создании опасных эколого-геологических прецедентов. По данному признаку выделены площади с благоприятными, условно благоприятными и неблагоприятными геоморфологическими условиями.

К кризисной и напряженной геолого-экологической обстановке можно отнести площади среднегорья, граничащие с зонами активных региональных (Западно-Сахалинского, Центрально-Сахалинского, Сусунайского) разломов, периодически напоминающие о себе подземными толчками. Сейсмичность района является определяющей в оценке геолого-экологической обстановки.

Для побережий (за исключением аккумулятивных берегов Анивского залива) характерны абразионные процессы.

В южной части о. Сахалин в пределах листа расположены особо охраняемые территории: государственные природные заказники 4. Долинский (Изюбровый), 6. Озеро Добрецкое, морской природный парк 13. «Остров Монерон», памятники природы 15. Мыс Слепиковского 7. Река Анна, 9. Озеро Тунайча, 10. Мыс Великан, 11. Бухта Чайка, 12. Лагуна Буссе, 14. Мыс Кузнецова (номера объектов приведены в соответствии со Схемой оценки эколого-геологической обстановки).

РАЙОНЫ АКВАТОРИИ

Для изучения геоэкологических особенностей дна акватории листа L-(53),54 использован фактический материал, полученный в ходе проведенных ИБМ ДВО РАН, ДВНИГМИ, ТОИ ДВО РАН, СахУГМС, ФГБУ «При-

морское УГМС», работ; данных, изданных в 2006 г. информативных листов ГК-200 Сахалинской серии (L-54-X, XI, XII; XVI, XVII, XVIII) и сведений из печатных источников за предшествующие годы [Доклад о состоянии окружающей среды Сахалинской области, 2014, 2015; Доклад о состоянии окружающей среды в Приморском крае, 2015 и др.].

В последние десятилетия идет интенсивное освоение нефтегазового потенциала шельфовых районов региона. Проект «Сахалин-7» предполагает исследование и разработку шельфов заливов Терпения и Анива. По имеющейся геолого-геофизической информации, они характеризуются невысоким нефтегазовым потенциалом.

Проекты «Сахалин-8,9» предполагают исследование шельфа Татарского пролива. Бурение на локальных структурах этой акватории не выявило нефтегазовых залежей, кроме небольшого Изьльметьевского газового месторождения. Развитие на Сахалине экологически опасных отраслей без достаточных мер по охране среды ухудшает экологическую обстановку береговой зоны. Значительной опасностью для природной среды является нефтегазодобывающая промышленность, представленная сегодня не только буровыми установками на суше и в море, но также заводом по сжижению природного газа, трубопроводами, проходящими через береговую зону. До сих пор значительной проблемой остается защита побережья от разрушения волнением, от загрязнения и т. п.

Акватория в настоящее время испытывает пресс техногенного воздействия на придонные морские среды. Несомненно, интенсивность его будет возрастать. Комплексный анализ геолого-геофизических материалов по сахалинскому шельфу Татарского пролива позволил выявить ряд поисковых направлений, различающихся как по степени сравнительной перспективности, так и по уровню неопределенностей и нефтегеологических рисков. Критериями перспективности, наравне с количественной оценкой прогнозных ресурсов по ловушкам и степени изученности объектов, были приняты такие факторы как: наличие прямых либо косвенных признаков нефтегазоносности и позиция ловушки (ловушек) относительно транзитной зоны. Комбинация этих факторов и предпосылок определила наиболее перспективные направления дальнейших поисковых работ.

В условиях современного хозяйственного освоения региона, большинство антропогенных факторов, характерных для бассейнов морей Японского и Охотского в целом и действующих в региональном масштабе, не затрагивают территорию листа, а общей отличительной особенностью экосистем региона является их высокая естественная сохранность. В основном в пределах листа развиты ландшафты геохимически средней устойчивости. Определяющим фактором является литогенная основа ландшафта.

Максимальное влияние на природные экосистемы южного побережья острова Сахалин оказала человеческая деятельность.

Экосистемы морей Японского и Охотского в пределах листа можно отнести к малонарушенным, слабо затронутым антропогенным воздействием.

В результате проведенного обобщения, переинтерпретации имеющихся геолого-геофизических материалов, как фондовых, так и опубликованных, получены сведения о строении, особенностях геологического развития и пер-

спективах на различные виды полезных ископаемых акваториальной части листа. При этом акватория столь детально охарактеризована впервые.

ЛАНДШАФТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ШЕЛЬФА

Основой для построения итоговой ландшафтной схемы по листу L-53 (акватория), 54 послужили геоморфологическая карта, литологическая карта поверхности морского дна, карта четвертичных отложений. Особенности распространения донных сообществ на акватории составлены по литературным источникам [Тарасов, отчет, 2003; Бровко и др., отчет 2013].

При классификации ландшафтов первыми признаками их выделения выступает приуроченность к крупным морфоструктурам и интервалам глубин. Кроме того, каждый тип ландшафта характеризуется единым гидродинамическим режимом и, следовательно, сходными процессами седиментации осадков и однородностью сочетания биоценозов.

Охотоморский шельф в пределах листа отличается значительной расчлененностью. Приливный фактор стал определяющим в литодинамических и эрозийных процессах на шельфе. Высокая подвижность придонных вод препятствует накоплению осадочной толщи. Приливо-отливные течения осуществляют перенос осадков как в пределах береговой зоны шельфа, так и за его бровкой; а также оказывают эродирующее воздействие и способствуют формированию структурно-денудационных форм (каналы стока, желоба, ложбины, долины и т. д.). Если сеть подводных долин и ложбин рассматривать как пути транзита наиболее тонких фракций (песчаных и алевроитовых) наносов, то можно утверждать, что взвешенный материал выносится через шельф описываемого района в глубинные участки Охотского моря [Леонова, Белоус, 2004].

На Южно-Приморском шельфе в пределах листа преобладают обстановки денудации и транзита, шельф Татарского пролива представляет собой зону аккумуляции в пределах выровненной поверхности нижней части шельфа и материкового склона. В формировании современного рельефа шельфа эрозийные процессы являются главенствующими. Основным индикатором ландшафтов является совокупность биоценозов в определенных районах. Для подводных ландшафтов при мелкомасштабном картировании картировочным признаком биотической составляющей ландшафта выступает трофическая группировка [Тарасов, отчет, 2003].

Неподвижные сестонофаги приурочены преимущественно к районам прибрежных мелководий с активной гидродинамикой и крупнозернистыми (гравийно-песчаными) грунтами с большим содержанием каменистого материала, где наиболее высоки концентрации взвеси у дна, а донные осадки содержат мало органического вещества.

Подвижные сестонофаги поселяются в условиях достаточно высокой подвижности придонных вод, когда процессы переноса мелких фракций и органической взвеси над дном преобладают над процессами их оседания. Значительная часть пищевого материала находится во взвеси – в стадии переноса.

Собирающие детритофаги поселяются обычно в районах с относительно слабой гидродинамикой, где процессы оседания взвеси преобладают над

процессами ее переноса и распространены мелкозернистые, алевритовые и алеврито-пелитовые осадки.

Грунтоеды населяют понижения и впадины с максимально ослабленной гидродинамикой и процессами накопления мягких тонкозернистых осадков и органики.

Совокупность вышеперечисленных критериев позволила на изученной акватории выделить типы ландшафтов, описание которых приведено в легенде к эколого-геологической схеме (морская часть).

Таким образом, структура бентоса тесно связана с процессом осадконакопления и опосредованно с рельефом дна и динамикой вод. Животные с определенной пищевой адаптацией занимают на дне моря участки, где формы пищевого материала соответствуют типу их питания.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИДОННЫХ СРЕД

Для подготовки раздела, описывающего основные характеристики загрязнения, использовались фондовые данные ВНИИГМИ-МЦД, Сахалинского территориального управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (СахУГМС), Дальневосточного научно-исследовательского гидрометеорологического института (ДВНИГМИ), ФГУП «СахГРЭ», ФГБУ «Приморское УГМС», результаты специализированных инженерно-гидрометеорологических и инженерно-экологических наблюдений, выполненных в рамках подготовки проектной документации и в ходе производственного экологического мониторинга по объекту «Завод СПГ» в пос. Пригородное, а также другие источники информации. Имеющиеся сведения охватывают весьма ограниченный набор компонентов. В придонной воде и донных отложениях определялось содержание тяжелых металлов, пестицидов, нефтепродуктов и фенолов, сведения о распределении СПАВ, ПАУ, ПХБ практически отсутствуют. Следует отметить вообще крайне низкую обеспеченность акватории листа гидро- и геохимическими данными.

Техногенные компоненты современных отложений – это поступающие в бассейн седиментации побочные продукты и отходы промышленных технологий природопользования. Значительную роль в загрязнении акваториальной части листа имеет терригенный сток. Основными виновниками загрязнения поверхностных вод остаются береговые объекты флота, горнодобывающие предприятия и промышленные центры, предприятия мясной и молочной промышленности, объекты коммунального хозяйства, полигоны ТБО и свалки. Шельфовая зона о. Сахалин подвержена загрязнению предприятиями угле-, нефте- и газодобычи, целлюлозно-бумажными комбинатами, рыбопромысловыми и перерабатывающими судами и предприятиями, муниципальными сточными водами коммунально-бытовых объектов. Значительную роль в загрязнении шельфовой зоны Сахалина в пределах листа играют и расположенные на суше специфические объекты размещения отходов, например, для размещения пришедших в негодность пестицидов (Томаринское захоронение, 203 т пестицидов). Степень переработки и использования образующихся отходов в Сахалинской области продолжает оставаться невысокой. Основная масса образующихся отходов размещается на территории области.

Территориально массы размещаемых отходов распределены неоднородно. Основную нагрузку по размещению промышленных и бытовых отходов на исследуемой территории несут три района: г. Южно-Сахалинск (33 % всех отходов), Невельский (12 %), Корсаковский (2 %).

На долю остальных районов вместе приходится только 1 % всех размещаемых отходов. Среди этих муниципальных образований наибольшее количество отходов размещает Томаринский район (более 200 тыс. т), в диапазоне 160–140 тыс. т отходы размещаются в Макаровском и Долинском районах, в Анивском районе размещается от 37,0 тыс. т до 59,4 тыс. т и менее всего отходов размещено в Холмском (3,0 тыс. т) районе Сахалинской области.

Городские и поселковые свалки являются основными объектами для захоронения отходов на территории Сахалинской области. Практически на берегу Татарского залива находятся три свалки Томаринского района. Свалка г. Томари вмещает 172,0 тыс. м³ отходов (заполнение 34 %). Полигоны ТБО обеспечивают защиту окружающей среды при размещении отходов. Однако их количество на Сахалине невелико. С 2006 г. функционирует полигон ТБО г. Корсаков. Он имеет площадь 1,2 га и размещает 16 тыс. м³ отходов, поступающих от предприятий и населения города. Технология захоронения отходов на полигонах предусматривает предварительное уплотнение и изоляцию отходов грунтом. В качестве дополнительной меры по устранению негативного воздействия на окружающую среду на объектах предусмотрено создание геомембран (г. Корсаков).

Следует отметить, что на территории Сахалинской области выявлено 37 несанкционированных свалок, размещающих 562,9 тыс. т отходов. Как правило, несанкционированные свалки возникают в труднодоступных местах, на перевалах, а также вдоль рек, по многочисленным оврагам, вблизи морских акваторий.

Залив Анива – один из важнейших на Сахалине районов промысла горбуши. С 1975 г. здесь ежегодно вылавливается в среднем по 10 тыс. т рыбы, это четвертая часть от ее вылова на острове (Антонов, 2007). Долгое время преобладала генерация нечетных лет, лишь с 2006 г. прослеживается вероятность смены доминантной линии. С начала 2000-х годов наблюдалась рекордная численность горбуши, добываемой в заливе Анива. Однако в последние годы проявляется тенденция снижения численности поколений обеих линий.

Залив Анива и прилегающие воды являются районом интенсивного прибрежного рыболовства. Наряду с этим акватория залива испытывает постоянное воздействие со стороны человека. Все коммунально-бытовые воды крупных городов (Южно-Сахалинск, Корсаков, Анива), промышленные сбросы, а также речные воды в итоге попадают в залив. В 2009 г. начал свою работу крупнейший завод по сжижению газа мощностью 9,6 млн т в год в пос. Пригородное, который стал главным потенциальным источником антропогенного загрязнения залива. Значительно возрос риск поступления нефтепродуктов в акваторию залива от танкерных перевозок.

В 2003 г. СахНИРО провел комплексные исследования фонового состояния среды обитания ВБР на шельфе о. Сахалин, в том числе залива Анива. По классификации Жукинского, прибрежную зону залива по содержанию аммонийного азота можно классифицировать как умеренно загрязненную (в том

числе из-за привносимого лососями органического вещества), по содержанию остальных биогенных элементов – как вполне чистую. Наиболее загрязненной рекой является р. Сусуя. Загрязнение донных отложений, по данным их изучения в мае 2005 г., было относительно невысоко [Латковская, Коренева, 2012]. В период 2003–2006 гг. компания «Сахалин Энерджи» извлекла со дна залива, вблизи пос. Пригородное Корсаковского района, свыше 2 млн т грунта и сбросила его в центральной части залива, на глубину 63 м. Подавляющая часть этих работ была выполнена осенью 2005 г.

В октябре 2006 г. специальное водолазное обследование «Росприроднадзора» показало, что извлеченный грунт в основном представлен обломками аргиллитовых пород, которые легко разрушаются до рыхлой алевритовой массы, при малейшем взмучивании легко переходящей во взвесь. При этом подводная свалка грунта находится на такой глубине, где дно подвержено воздействию волн и течений, что неизбежно приведет к разносу сброшенного грунта по акватории залива Анива.

Начиная с 2004 г. состав донных осадков в местах добычи гребешка начал резко меняться и в настоящее время представляет собой разжиженную массу серого ила толщиной до нескольких десятков сантиметров, что совершенно нехарактерно для мест обитания гребешка. Этот и другие виды моллюсков фактически тонут в толще мертвого осадка, в результате чего воспроизводство и запасы ценного ресурса резко снизились. Упали в несколько раз и уловы, вкусовые качества значительной части особей гребешка ухудшились, по мнению экспертов-ихтиологов, это происходит из-за острой нехватки кислорода под слоем необычного ила.

Было также отмечено, что у Анивских берегов с началом строительства завода СПГ снизились также и запасы нескольких видов камбалы, а этой зимой в устьевой зоне р. Лютога прекратился любительский лов наваги и малоротой корюшки [[http://primamedia.ru/...](http://primamedia.ru/)].

Исследования лаборатории гидробиологии СахНИРО в рамках мониторинга макробентоса зафиксировали резкое снижение общей биомассы бентоса, но причины этого падения не названы [Лабай и др., 2012]. Обнаружены сезонные флуктуации количественных параметров макробентоса и отдельных таксономических групп, достоверно связанные с изменчивостью температуры придонного слоя. Выявлена длительная миграция сообщества двустворчатого моллюска леды обыкновенной *Nuculana petula* в направлении уменьшения глубины.

Установлено, что последствия дампинга грунта в заливе Анива проявляются до настоящего времени.

С началом транспортировки нефти и сжиженного газа танкерами и газовозами, пути которых пролегают вдоль всего азиатского побережья, появилась реальная возможность нежелательной интродукции чужеродных элементов [Лабай и др., 2012; Мухаметова, 2012].

Техногенные компоненты распределяются в акватории неравномерно, способствуя повышению загрязнению прибрежных районов, фотического слоя и фронтальных зон. Опасность химического загрязнения в пределах рассматриваемой акватории, по сравнению с морями южных широт, повышена, т. к. недостаток тепла обуславливает низкую интенсивность деструкции

токсических компонентов. И если водная толща представляет собой подвижную динамическую систему, то донные отложения являются своеобразным накопителем поллютантов и, при сильном волнении моря, которое особенно характерно для мелководий, вовлекаются в процессы взмучивания и переотложения и способствуют постоянному вторичному загрязнению водоема, что наиболее опасно в областях со средней и низкой скоростями седиментации.

Оценивая антропогенное воздействие по геохимическим индикаторам на северо-западное побережье Японского моря, можно выделить два района: Татарский пролив и Северное Приморье. Химический состав вод Татарского пролива определяется совместным влиянием выноса вод из Амурского лимана и северной ветви Приморского течения. Антропогенное воздействие локально и связано с бытовыми и промышленно-бытовыми стоками достаточно редких населенных пунктов, наиболее крупными из которых являются города Томари, Невельск, Горнозаводск, Холмск, Светлая. Северное Приморье простирается от мыса Золотой до мыса Поворотный. На фоне общего благополучия экологического состояния прибрежных морских вод этого района имеется несколько локальных очагов значительного загрязнения, вызванного стоками горнорудного и горно-химического производств, сосредоточенных в бассейне р. Рудная. Загрязнение выражается в повышенной концентрации рудных элементов (Pb, Zn, Cd, Cu, As) практически во всех компонентах прибрежной экосистемы бух. Рудная и примыкающих акваторий. В связи с влиянием Приморского течения зона загрязняющего влияния стока р. Рудная простирается к югу на 15–20 км, что наиболее отчетливо выражается в аномалии химического состава донных отложений. При этом кларки концентраций отдельных металлов составляют 10–20, а суммарный кларк концентраций главных металлов-загрязнителей (Pb, Zn, Cu, Cd) изменяется от 40–50 в осадках бух. Рудная до 5–10 на удалении 20 км [Шулькин, 2004]. Повышенное содержание металлов в донных отложениях обусловлено увеличенным количеством техногенных сульфидов и подвижных форм металлов, образующихся при механическом разрушении сульфидов в процессе активной волновой переработки верхнего слоя осадков. Коммунально-бытовые стоки и портовая деятельность населенных пунктов этого района (поселки Терней, Пластун, Каменка) оказывают локальное воздействие на качество прилегающих прибрежных морских вод, выражающееся главным образом в заилевании и эвтрофикации участков с ограниченным водообменом [Доклад..., 2016].

Наблюдения за состоянием морской среды УГМС проводятся только в прибрежных акваториях на следующих постах [Доклад об экологической ситуации и об охране окружающей среды Сахалинской области в 2014 г.; Ежегодник..., 2015]:

- акватория Охотского моря в районе причала Стародубское;
- акватория залива Анива в районе портов Пригородное и Корсаков.

В районе причала Стародубское наблюдения ведутся только в одной фоновой точке. Среднегодовое содержание растворенного кислорода во все периоды 2014 г. оставалось в пределах нормы.

В 2014 г. средняя концентрация нефтепродуктов составила 0,023 мг/дм³ (0,5 ПДК), что немного ниже по сравнению с 2013 г. (в 1,5 раза).

В 2014 г. отмечалось уменьшение в 2,1 раза содержания фенолов в морской воде с 0,0032 мг/дм³ (3,2 ПДК) до 0,0015 мг/дм³ (1,5 ПДК). Максимальное значение достигало 0,005 мг/дм³ (5,0 ПДК). Также наблюдалось снижение в 5 раз среднегодовой величины содержания азота аммонийного – до 59 мкг/дм³, что не превышало норму.

В 2014 г. уровень содержания тяжелых металлов оставался в пределах среднемноголетних значений, при этом концентрации всех определяемых металлов были выше значений, измеренных в 2013 г. Среднее содержание меди увеличилось в 2,5 раза (от 1,3 до 3,2 мкг/дм³), цинка – в 5,3 раза (от 1,9 до 10,1 мкг/дм³), кадмия – в 1,3 раза (от <0,3 до 0,4 мкг/дм³), свинца – в 3,8 раза (от 1,0 до 3,8 мкг/дм³). Величины СПАВ остались практически на уровне прошлых лет.

В 2014 г. наблюдалось увеличение уровня загрязнения донных отложений. Почти в 3 раза по сравнению с 2013 г. увеличилась среднегодовая концентрация нефтепродуктов и фенолов. Значительно увеличились концентрации тяжелых металлов. По сравнению с 2013 г. среднегодовая концентрация меди увеличилась в 48,5 раза (с 1,1 до 53,4 мкг/г), цинка – в 7,7 раз (с 4,3 до 32,9 мкг/г), кадмия – в 10,5 раза (с 0,02 до 0,21 мкг/г), свинца – в 4,1 раза (с 2,6 до 10,7 мкг/г). Для тяжелых металлов наблюдалась сезонная изменчивость концентраций. Наибольшие концентрации для всех определяемых металлов фиксировались в мае–июне, а наименьшие – в сентябре и октябре. Таким образом, накопления тяжелых металлов в донных отложениях не происходит.

Прибрежная акватория залива Анива в районе порта Корсаков является достаточно загрязненным районом, но в 2014 г. наблюдалось уменьшение, по сравнению с 2013 г., среднегодового уровня загрязнения воды: нефтепродуктами – в 4,2 раза, фенолов – в 3,8 раза; максимальные величины составляли 1,1 ПДК и 1,9 ПДК соответственно.

Несколько увеличились среднегодовые концентрации меди – в 3,3 раза (максимум 6,46 ПДК), цинка – в 2,4 раза (максимум 0,92 ПДК). В исследуемой акватории концентрации растворенного в воде кислорода отличались заметной сезонной изменчивостью. В более холодные периоды концентрация кислорода была в норме. Но с увеличением прогрева воды концентрация кислорода снижалась и в августе достигала наименьших значений – 4,5 мг/дм³, что ниже нормы. Средние концентрации остальных загрязняющих веществ остались на уровне среднемноголетних значений и не превышали нормы.

Донные отложения. В 2014 г. по сравнению с 2013 г. незначительно увеличились среднегодовые концентрации: фенолов – в 1,7 раза (с 0,3 до 0,5 мкг/г); меди – в 2,4 раза (с 22,6 до 53,3 мкг/г); кадмия – в 3 раза (с 0,06 до 0,18 мкг/г).

Немного снизились концентрации: нефтепродуктов – в 1,1 раза (с 0,126 до 0,115 мг/г); цинка – в 2 раза (с 80,5 до 40,3 мкг/г); свинца – в 4 раза (с 48,1 до 12,1 мкг/г). В целом уровень загрязнения донных отложений был близок к среднемноголетнему. В районе порта Пригородное по результатам мониторинга в 2014 г. не отмечено значительного изменения качества морских вод. В течение 2014 г. отмечено небольшое (в 1,3 раза) снижение концентраций нефтепродуктов (максимальное значение – 1,1 ПДК).

Незначительно увеличились, по сравнению с 2013 г., концентрации цинка – в 1,4 раза (максимальное значение 1,3 ПДК), также отмечено некоторое увеличение азота аммонийного (в 2,9 раза), тем не менее его концентрация остается в пределах нормы.

В исследуемой акватории концентрация растворенного в воде кислорода в течение всего периода наблюдений была в пределах нормы, только в октябре отмечен один случай снижения уровня кислорода ниже нормы – до 5,3 мг/дм³. Значения остальных показателей были на уровне прошлого года. Отмечено увеличение уровня загрязнения донных отложений в прибрежной акватории исследуемого района металлами: медью – в 9,3 раза, цинком – в 3,1 раза, кадмием – в 6 раз, свинцом – в 2,9 раза.

Значения нефтепродуктов и фенолов остались на уровне 2013 г. Таким образом, мониторинг, выполненный в 2014 г., не выявил аномальных концентраций загрязняющих веществ в морской воде и донных отложениях на всех станциях государственного мониторинга морских вод. Повышение значений некоторых показателей обусловлено сезонным распадом органических веществ.

Интегральная оценка суммарного воздействия природных и техногенных поллютантов на придонные среды акватории листа показала, что по геоморфологической принадлежности можно выделить наиболее загрязненные области со сходными условиями седиментации. Это прибрежные зоны и заливы, т. е. районы, так или иначе связанные с материковой и островной сушей. Прежде всего это залив Анива и бух. Рудная (за южной рамкой листа L-53 (акватория), где в локальных понижениях рельефа дна отмечается обширное комплексное загрязнение придонных сред большинством поллютантов (тяжелыми металлами, нефтяными углеводородами (НУ)).

Среди различных гранулометрических типов отложений, развитых в изученной акватории, повышенные концентрации большинства загрязнителей связаны с алевропелитовыми осадками.

Опасные природные процессы и явления

Землетрясения являются наиболее опасным и вероятным фактором возникновения чрезвычайных ситуаций, которые вызывают частичное или полное разрушение объектов энергетики, линий электропередач, связи, а также жилых домов. Вся территория листа L-53 (акватория), 54 принадлежит к сейсмоопасным районам, характеризующимся сейсмической активностью сотрясений 8 баллов и более макросейсмической шкалы MSK-64 по карте общего сейсмического районирования Российской Федерации ОСП-97-С (характеризующей 1 % вероятности превышения (или 99 % вероятности непревышения) расчетной интенсивности в течение 50 лет и период повторяемости сотрясений 5000 лет). Территория листа является зоной сейсмического мониторинга (зоной ответственности) подразделений Сахалинского филиала Геофизической службы Российской академии наук. Очаги землетрясений, в основном сосредоточенные у западного побережья Сахалина, свидетельствуют о существовании и современной активности субмеридиональной Западно-Сахалин-

ской системы разломов – северного и северо-западного простирания. К наиболее опасным территориям возникновения землетрясений с магнитудой более 5,1–55 относится Присахалинская часть шельфа, где зарегистрированы землетрясения с магнитудой 6,1–7,0 с максимальной интенсивностью сотрясений 6–8 баллов. В пределах прибрежных равнин на заболоченных участках с высоким стоянием грунтовых вод во время сильных сейсмических событий возможны процессы разжижения песчаных грунтов.

Экзогенные геологические процессы, получившие распространение в береговой зоне, разнообразны. Абразионные процессы в скальных, обрывистых берегах выражаются образованием волноприбойных ниш размером до 2 м по фронту и глубиной до 1 м, а также формированием узких прислоненных пляжей и широким развитием бенча на подводных склонах.

Побережье о. Сахалин в пределах изучаемой территории бедно аккумулятивными формами, чаще всего они являются реликтовыми (аккумулятивный выступ мыса Слепиковского, косы Ихдам, Ныйде, Нокси, пересыпь лагуны Буссе и др.). В целом преобладают абразионные берега, процессы аккумуляции на побережье острова затухают. Более 3/4 протяженности побережья абрадируется и размывается с разной степенью интенсивности (до 22 м/год) [Бровко и др., 2009]. Данная ситуация объясняется, во-первых, малым поступлением обломочного материала в береговую зону на современном этапе развития берега; во-вторых, широким распространением бенчей, защищающих клифы от разрушения, в-третьих, повышением уровня Мирового океана.

Оползневые процессы тяготеют к морскому побережью, где преобладают небольшие оползни глубокого заложения и оползни-сплывы мощностью 0,5–2 м. Развиты также и флювиальные процессы, приводящие к оврагообразованию. Крупные береговые сооружения – волноломы, молы, причальные стенки, эстакады – построены в портах Холмск, Корсаков, Невельск. Строительство гидротехнических сооружений приводит к нарушению естественного режима береговой зоны, что проявляется в частности в усилении абразии клифов и обмелении ковшей.

Умеренное воздействие (молы, причалы, берегозащитные сооружения) носит линейный характер. Профиль береговой зоны начинает перестраиваться.

Негативным воздействием на рельеф является то обстоятельство, что при ширине объекта в несколько метров ширина изменяющейся поверхности при строительстве на порядок выше. Акватории портов в небольших бухтах или на ровном берегу ограничены бетонными молами. Изменения естественных берегов после строительства берегозащитных сооружений наиболее хорошо представлены на юго-западе и на побережье залива Терпения, где штормовые волны (до 4–6 м) нередко достигают защищаемых объектов и размывают их. Наиболее активное разрушение происходит на следующих участках: южнее ст. Чехов, между станциями Макаров и Туманово и между станциями Горнозаводск и Невельск. Протяженность разрушаемых стенок достигает 700 м (Бузлаев, 1993).

Значительное воздействие (отсыпка новых территорий) проявляется при строительстве объектов на определенных площадях. Сооружение объектов длится обычно несколько лет и приводит к коренному изменению естественного берегового контура. В связи с развитием портового хозяйства на юго-

западе острова в условиях острого дефицита низменных участков произвели отсыпки грунта на поверхность бенча. Наиболее обширный новый участок территории был создан между Холмском и Поляково (изменению подвергся участок побережья в 7,5 км²). Здесь береговая линия выдвинулась местами мористее почти на 400 м. Отсыпка грунта за пределы бенча, где глубины резко возрастают, привела к размыву искусственной террасы и необходимости берегозащитных мероприятий (Бровко и др., 2009).

Пересыпи лагун используются как источник строительных материалов. Добывается песчано-гравийная смесь на косах лагун Тунайча, Первая Бухта. Также пляжевые наносы добывают немного севернее пос. Стародубское. В результате изъятия пляжевого материала сверх того, что приносится вдольбереговыми потоками наносов, берег отступает, с чем и связывают напряженную литодинамическую ситуацию на побережье залива Терпения. Все побережье Сахалина является зоной, где возможно появление цунами, а сильные цунами на Сахалине происходят раз в 100 лет [Щетников, 1978]. Высота волн на побережье Сахалина после трансокеанского цунами, вызванного Чилийским землетрясением 22 мая 1960 г., составила в Корсакове 1,2 м, на мысе Крильон – 0,4 м, в Холмске – 0,1 м [Бейсель и др., 2013].

Опасным метеорологическим явлениям подвержена практически вся территория листа. Шельф в пределах листа характеризуется развитием следующих опасных геологических процессов [Иванова, отчет..., 2006]:

- интенсивные блоковые поднятия и погружения;
- абразия дна;
- подводный вулканизм, локальные выходы метана, наличие линз газонасыщенных осадков;
- оползни, песчаные волны.

Области развития газонасыщенных осадков и газогидратов закартированы в Татарском проливе А. И. Обжировым (2013, 2014 гг.). Закартировано более 70 гидроакустических аномалий типа «газовый факел», приуроченных к присахалинскому плечу Татарского рифта и к присахалинскому склону.

Территории с особым режимом природопользования

Охотское и Японское моря – водоемы с обширными зонами повышенной продуктивности. Эти акватории поддерживают крупнейшие в Азии гнездовья морских птиц. Здесь сосредоточено более половины видового разнообразия и 1/4 численного обилия колоний морских птиц Северной Пацифики (3/4 обилия его азиатской части).

Видовое богатство включает 352 гнездящихся и пролетных вида. В это число входит 12 глобально угрожаемых видов; еще 26 видов охраняются законодательством Российской Федерации.

В пределах рассматриваемой акватории расположены следующие особо охраняемые природные территории [<http://oopt.aari.ru/oopt/>].

Ключевая орнитологическая территория – бух. Лососей в заливе Анива. Бухта Лососей и ее окрестности, а также прилегающие участки акватории залива Анива являются районом массовой концентрации водоплавающих и

околоводных птиц в период сезонных миграций и кочевков. Данное угодье — место гнездования и линьки водно-болотных птиц, в том числе редких видов, занесенных в Красную книгу Российской Федерации. Бухта служит местом массовой остановки перелетных птиц, которые здесь отдыхают, кормятся и пережидают непогоду [Нечаев, 1991].

Наиболее благоприятные условия для остановок и кормежек водоплавающих (гусеобразных, чайковых) птиц складываются в мелководной части бухты, на участке от р. Цунай до устья р. Соловьевка. Здесь, благодаря регулярным приливам и отливам и напору речной воды, происходит постоянное перемешивание водных масс и песчано-илистых отложений на литорали, что способствует активному размножению морских беспозвоночных (мелких ракообразных, моллюсков), водорослей и высших водных растений. Берега бухты в основном низкие и покрыты травянистыми болотами.

Наиболее значимыми факторами для беспокойства о состоянии угодья являются сенокосение, травяные палы и загрязнение морских вод нефтепродуктами и бытовым мусором.

Эколого-геологические обстановки

Эколого-геологические обстановки формируются под влиянием антропогенного (техногенного) воздействия на геологическую среду. Такое воздействие может быть негативным и позитивным, но гораздо чаще имеет отрицательные тенденции, особенно в долгосрочной перспективе, например, масштабное осушение болот и заболоченных лесов может приводить к понижению уровня грунтовых вод, обмелению рек и усилению эрозионных процессов. На схеме оценки эколого-геологической опасности выделяются области благоприятная и удовлетворительная.

В условиях современного хозяйственного освоения региона большинство антропогенных факторов, характерных для бассейнов Японского и Охотского морей в целом и действующих в региональном масштабе, не затрагивают территорию листа, а общей отличительной особенностью экосистем региона является их высокая естественная сохранность.

Максимальному влиянию человеческой деятельности подверглись природные экосистемы южного побережья о. Сахалин.

Экосистемы Японского и Охотского морей в пределах территории листа можно отнести к малонарушенным, слабо затронутым антропогенным воздействием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленный комплект Госгеолкарты-1000 территории континентальной части листа L-54 во многом отличается от ранее изданных смежных листов L-(53), (54) – Кавалерово и L-(54), (55); К-(55) – Южно-Сахалинск Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 новой серии (отв. ред. Р. И. Соколов, В. К. Ротман). Это связано как с изменившимися требованиями к содержанию Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения, так и с появлением новых геологических материалов регионального характера за все время, прошедшее с момента предыдущего издания, в том числе полученных авторами.

В результате проведенного обобщения, переинтерпретации имеющихся геолого-геофизических материалов, как фондовых, так и опубликованных, подкрепленного полученными новыми данными, было существенно уточнено геологическое строение площади, были выявлены новые (не картировавшиеся ранее) стратиграфические подразделения, интрузивные образования, структурно-тектонические элементы, определены их возраст и состав. На современном аналитическом уровне охарактеризован вещественный состав горных пород, определен абсолютный возраст магматических комплексов. Оценены перспективы изученной территории листа на различные виды полезных ископаемых. Выделение картографируемых геологических подразделений произведено в основном в соответствии с серийной легендой, они более полно охарактеризованы и с большей точностью отображены на геологической карте.

По результатам работ в структурно-фациальную зональность внесены существенные коррективы, даны рекомендации по внесению изменений и дополнений в Легенду Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение):

- среди четвертичных отложений по генезису выделены морские, аллювиальные, аллювиально-морские, озерно-аллювиальные, палустринные, элювиальные и образования склонового ряда;

- принята номенклатура сейсмостратиграфических комплексов, отвечающая современным представлениям о стратиграфии региона, изложенным в монографиях и статьях, посвященных геологии, геодинамике и нефтегазодности акваторий Дальнего Востока;

- впервые составлена литологическая карта поверхности дна акватории, которая сопровождается базой данных по донным осадкам;

– магматические образования расчленены на вулканические и плутонические комплексы, уточнены ареалы их распространения, проведено уточнение возрастных диапазонов комплексов с использованием современных методов исследований;

– получены новые данные о возрасте и металлогенической специализации магматических комплексов территории, уточнена их роль в минерагении. В Сихотэ-Алинской минерагенической провинции установлена связь эоценовых гранитоидов прибрежного плутонического комплекса с характерным натриевым типом щелочности с основными проявлениями золото-сульфидной формации (Ягодное месторождение). Уточнена специализация на молибден позднемелового (баппинского) и палеоценового (верхнеудоминского) комплексов. Причем молибденовая минерализация (с вольфрамом и висмутом) более характерна для баппинского комплекса;

– предложена новая модель тектонического районирования территории листа с учетом этапов структурных перестроек, и на его основе проведен анализ закономерностей размещения полезных ископаемых;

– впервые проведено структурно-формационное, тектоническое и нефтегазогеологическое районирование акватории по особенностям кайнозойского осадконакопления, характеру строения и нефтегазоносности;

– впервые составлена карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых; проведено минерагеническое районирование территории. В результате комплексного анализа и интерпретации геологических, геофизических, геохимических и дистанционных данных выявился ряд особенностей геологического строения и минерагении;

– впервые дана эколого-геологическая характеристика района;

– созданы сопровождающие базы данных.

Некоторые изменения претерпела схема минерагенического районирования островной части листа. Упразднена Срединно-Сахалинская ртутно-золоторудная минерагеническая зона, протягивающаяся в меридиональном направлении на территорию листа М-54, выделенная в ДВСЛ. В подготовленном к изданию комплекте карт масштаба 1 : 1 000 000 листа М-54 на карте полезных ископаемых эта зона отсутствует. В этой связи более оправдано выделение Синегорской редкоземельно-ртутно-германиевой минерагенической зоны северо-западного простираения, обоснованной В. К. Ротманом на карте листа L-54, 55 новой серии [Государственная..., 1995].

Для территории листа систематизированы сведения о полезных ископаемых, определены основные закономерности размещения и этапы формирования оловянного, вольфрамового, ртутного, медно-колчеданного, германиевого и золотого оруденения. Выделены рудные узлы, определена степень перспективности основных рудных объектов, проведена общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений; получены авторские данные о возможном приросте прогнозных ресурсов категории Р₃ в Сихотэ-Алинской минерагенической провинции, в том числе по перспективным прогнозируемым узлам: золота – 206 т, серебра – 1786 т, меди – 2960 тыс. т;

– для двух наиболее перспективных рудных узлов (Зааминский, Светлинский) в Самаргинском и Кузнецовском рудных районах составлены и апро-

бировапы паспорта учета перспективных объектов. По перспективным Ягоднинскому и Венюковскому рудно-россыпным узлам ресурсы остаются в авторской оценке. Большая часть Ягоднинского узла находится в пределах особо охраняемой территории, что явилось основанием для отклонения паспорта учета перспективного объекта на Ягоднинский рудный узел экспертами ВСЕГЕИ. В пределах рудных узлов для продолжения работ 1-й очереди рекомендованы участки: Спрятанный, Шумный, Туманный (в Зааминском РУ), Бурматов Ключ (Венюковский РРУ), Павелицинский (Ягоднинский РРУ), Бобковский (Светлинский РРУ);

– в Верхнеботчинском рудном узле рекомендуются прогнозно-поисковые работы на участке Маинский в рамках работ по узлу (и проявлению) в целом;

– в Хоккайдо-Сахалинской минерагенической провинции впервые выделена Крильонско-Монеронская медно-серебро-золоторудная минерагеническая зона, обоснованная типизацией цинк-свинец-золоторудной минерализации Монеронского и Южно-Крильонского рудных узлов. Выделен прогнозируемый Симинский цинк-меднорудный узел в пределах Сусунайского рудного района (по материалам ГДП-200);

– в Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе уточнено геологическое строение территории в части определения возраста, структурного положения, соотношений стратифицированных и не стратифицированных подразделений.

Изучение и анализ уже имевшихся данных о вавайском, а также и об островском [Жаров, 1999ф; Государственная..., 2001] тектонических комплексах показали, что эти близкие по времени формирования комплексы (их точная датировка аналитическими методами невозможна в силу смешения в них разновозрастных обломков пород), имеют сходное строение, пространственно образуют единую зону тектонического меланжа. На этом основании был выделен меланж, который в зависимости от преобладающего состава матрикса, наложения процессов метаморфизма, подразделялся на полимиктовый и серпентинитовый.

Определение радиологического возраста позволило уточнить возраст чеховского, анивского, монеронского вулканических комплексов и отказаться от выделения татарского вулканического комплекса палеогенового возраста на о. Монерон. В ходе работ были получены надежные данные о радиологическом возрасте относимых к нему образований, совпадающим с возрастом миоценового монеронского базальтового комплекса.

Впервые за пределами п-ова Крильонский выделен анивский дацитовый комплекс вулканический. Основанием этому послужили как известная однотипность состава кислых образований п-ова Крильонский и мыса Муловского, так и полученные результаты радиологического датирования U-Pb и K-Ar методами, хорошо коррелирующимися между собой и укладываемые в диапазон 15–20 млн лет.

В отношении водопадненского гарцбургит-лерцолитового комплекса установлено, что породы, представленные глыбами и блоками серпентинизированных перидотитов в тектоническом полимиктовом и серпентинитовом меланже, имеют самый древний возраст из изученных нестратифицированных подразделений – вплоть до раннего триаса. Rb-Sr датировка серпентини-

зированного хромсодержащего лерцолита показала 250 ± 45 млн лет. Возраст, определенный на основании датирования цирконов U-Pb методом амфиболового метадолерита новиковского комплекса составил $161,1 \pm 1,4$ млн лет (данная работа), амфиболового габброида и амфиболита $147 \pm 1,2$ и $110 \pm 1,0$ млн лет соответственно [Жаров, 2004]. То, что породы этих комплексов являются составной частью полимиктового и серпентинитового меланжа, свидетельствует о масштабной тектонической перестройке региона в раннем палеогене, когда проявляются сдвиговые перемещения блоков офиолитовых пород океанической коры с фрагментами вулканогенно-осадочных образований, олистостромовых толщ.

Проведенные наблюдения и анализ ретроспективной информации, в том числе и по биостратиграфии, позволяют утверждать, что границы между курасийской и маруямской свитами в разных местах имеют разный возраст. Так, по разным разрезам возраст границы этих свит (по данным диатомового анализа) меняется в пределах изученной территории от 11,5 лет (восточное побережье п-ова Крильонский) до 6–6,5 млн лет (р. Мал. Такой, Ильинский разрез). Граница между свитами отражает изменения фациальной обстановки по площади от глубоководной к мелководной во времени.

Аналогичная картина наблюдается для холмской, невельской и чеховской свит. Отличием от предыдущего примера является то, что здесь положение границы определяется не изменением глубины бассейна, а близостью очагов магматизма чеховского андезибазальтового комплекса. Непосредственно в районе проявления вулканизма выделяется чеховская свита, сочленяющаяся с невельской свитой по типу «в клин». На некотором удалении от очагов вулканической деятельности привнос вулканогенного материала основного и среднего состава (в том числе и достаточно грубого) сказался на литологическом составе разреза в степени, позволившей здесь выделить самостоятельное стратифицированное подразделение – невельскую свиту. На большем удалении от очагов чеховского вулканизма продолжали накапливаться фашии, характерные для холмской свиты.

Сокращена область распространения тунайчинской свиты ее стратотипического района – Озерской подзоны Восточно-Сахалинской СФЗ.

Нерасчлененные мезозойские образования о. Монерон, вскрытые скв. Монеронская-1, по литологическим признакам разделены на две толщи: нижнемонеронскую ($K_{1-2}mn$), существенно вулканогенную, и среднемонеронскую (K_2smn) – вулканогенно-осадочную. Толщи обеспечены возрастными датировками: нижнемонеронская – радиологическими по базальтам, среднемонеронская – по данным определения радиолярий.

Анализ результатов нефтепоисковых работ, полученных в последнее время, на островной суше позволил по-новому оценить перспективы в отношении нефтегазоносности этого района. Признаны перспективными для обнаружения месторождений нефти и газа меловые отложения и рекомендовано параметрическое бурение на п-ове Крильонский. В пределах Западно-Сахалинской НГО выделены Холмско-Невельская зона нефтегазонакопления и прогнозируемые Кузнецовская и Лютогская зоны нефтегазонакопления. Дана оценка их прогнозных ресурсов. В пределах Южно-Сахалинской НГО на территории островной суши выделены две зоны нефтегазонакопления: Южно-

Анивская с установленной промышленной газоносностью (9.0.4.Г) и Айская (9.0.1.Г) с прогнозируемой. По ним также дана оценка прогнозных ресурсов.

Проведенные работы подтвердили высказанное В. К. Ротманом [Ротман, 1984] предположение о том, что большинство проявлений металлических полезных ископаемых приурочены к региональным структурам северо-западного простирания – трансформным сутурам. Помимо выделявшейся Синегорской зоны поперечных дислокаций [Государственная, 1995] нами выделена Крильонская геосутура, которая и контролирует Крильонско-Монеронскую минерагеническую зону.

Метаморфические образования Сусунайского блоково-складчатого поднятия объединены в сусунайский полифациальный метаморфический комплекс, в состав которого вошли черно-, зелено- и голубосланцевый подкомплексы. Впервые получены U-Pb SHRIMP датировки с поздне меловыми конкордантными датами для динамо-метаморфизованных пород сусунайского комплекса. В легенде к ГК принят поздне мел-раннепалеогеновый возраст сусунайского комплекса, что согласуется по возрасту с метаморфитами соседнего листа М-54.

Сделан вывод о необходимости дальнейшего изучения метаморфического комплекса специализированными тематическими исследованиями и дана соответствующая рекомендация.

На акваториальной части листа систематизированы данные о полезных ископаемых, минерагенический профиль которых определяется сонахождением перспективных нефтегазоносных и угленосных бассейнов и россыпных (минералы титана, железа, хрома, циркония, ванадия, редких земель и золота) рудных районов кайнозойского этапа развития. Впервые на акватории выделена прогнозируемая Восточно-Приморская россыпная золото-редкометалльно-ильменит-магнетитовая минерагеническая зона.

Горючие полезные ископаемые акваториальной части листа сгруппированы в Южно-Татарскую ПНГО (Южно-Татарский бассейн), в Западно-Сахалинскую НГО (Исикари-Западно-Сахалинский бассейн), Южно-Сахалинскую НГО (Южно-Сахалинский бассейн). Подавляющее большинство россыпных объектов сконцентрировано на акватории Сихотэ-Алинской минерагенической зоны.

В части нефтегазоносности в составе Западно-Сахалинской нефтегазоносной области выделены прогнозируемые зоны нефтегазоносности: Лютогская, Кузнецовская и Холмско-Невельская (с установленной промышленной нефтеносностью). В Южно-Сахалинской нефтегазоносной области выделены две прогнозируемые зоны газонакопления – Анивская (с установленной промышленной газоносностью) и Айская. По выделенным прогнозируемым зонам газонакопления подсчитаны прогнозные ресурсы категории D₂.

Нерешенные и дискуссионные вопросы.

Вместе с тем ряд вопросов геологии и минерагении территории все еще остаются нерешенными. Дискуссионным остается вопрос о границе Северо-Сихотэ-Алинской и Южно-Сихотэ-Алинской подзон Восточно-Сихотэ-Алинской СФЗ. Требуется дополнительных исследований возраст интрузивных массивов в бассейне р. Пея, подобных массиву руч. Бойкий в Восточно-Сихотэ-

Алинской СФЗ, где вероятно наличие в их составе пород разновозрастных комплексов (позднемелового ольгинского, палеогенового якутинского).

Вследствие слабой изученности и труднодоступности отсутствуют палеонтологические сведения о возрасте мезозойских и кайнозойских вулкано-генных образований на крайнем северо-востоке материковой части листа.

Комплексный анализ геолого-геофизических материалов по сахалинскому шельфу Татарского пролива позволил выявить ряд поисковых направлений, различающихся как по степени сравнительной перспективности, так и по уровню неопределенностей и нефтегеологических рисков. Критериями перспективности, наравне с количественной оценкой прогнозных ресурсов по ловушкам и степени изученности объектов, были приняты такие факторы как наличие прямых либо косвенных признаков нефтегазоносности и позиция ловушки (ловушек) относительно транзитной зоны. Комбинация этих факторов и предпосылок определила наиболее перспективные направления дальнейших поисковых работ.

В условиях современного хозяйственного освоения региона большинство антропогенных факторов, характерных для бассейнов Японского и Охотского морей в целом и действующих в региональном масштабе, не затрагивают территорию листа, а общей отличительной особенностью экосистем региона является их высокая естественная сохранность. В основном в пределах листа развиты ландшафты геохимически средней устойчивости. Определяющим фактором является литогенная основа ландшафта.

Максимальному влиянию человеческой деятельности подверглись природные экосистемы южного побережья о. Сахалин.

Экосистемы Японского и Охотского морей в пределах листа можно отнести к малонарушенным, слабо затронутым антропогенным воздействием.

В результате проведенного обобщения, переинтерпретации имеющихся геолого-геофизических материалов, как фондовых, так и опубликованных, получены сведения о строении, особенностях геологического развития и перспективах на различные виды полезных ископаемых акваториальной части листа. При этом акватория столь детально охарактеризована впервые.

По результатам работ рекомендовано проведение ГДП-200 листов L-54-IV,V, проведение параметрического бурения для определения перспектив нефтегазоносности мелового разреза на юге п-ова Крильонский, постановка специализированных тематических работ по изучению метаморфизма и метасоматоза сусунайского полифациального метаморфического комплекса.

Обзор и анализ выявленных поисковых направлений локализует дальнейшие поисково-оценочные работы в пределах Томаринского и Ясноморского ПНГР вблизи наиболее крупных Тернейского и Ламанонского очагов нефтегазообразования с развитием наиболее качественных миоценовых нефтематеринских пород и разнообразных коллекторских толщ, расположенных в районе с доказанной нефтегазоносностью.

Район шельфа Южного Сахалина (заливы Анива и Терпения) требует дополнительного изучения, в том числе и параметрическим бурением. Перспективным объектом для этого района может служить Стародубская структура. Одними из основных задач уточнения перспектив шельфа Южного Сахалина

должны стать параметрическое бурение в Стародубском прогибе и сейсмическое изучение восточного шельфа Тонино-Анивского полуострова.

Комплекты в целом увязаны с соседними листами, за исключением некоторых случаев, в которых сбивка оказалась невозможной по ряду причин.

На ГК листа М-54 в Татарском проливе, кроме горизонтов, непосредственно вскрывающихся на поверхности морского дна, показаны контуры подстилающих отложений, преимущественно аллювиально-морского отложения, выделенных по сейсмоакустическим данным. Поскольку картировочное сейсмоакустическое профилирование в северной части листа L-54 не проводилось, соответственно отсутствовала сама возможность прослеживания погребенных тел. Кроме того, судя по бергштрихам, эти отложения выполняли осевую часть Татарского пролива. Отсутствуют эти отложения и в стратиграфической схеме, что явилось дополнительной причиной не отображения их на листе L-54.

На ГК листа К-53 непосредственно к южной границе листа L-53 подходят два субпараллельных разлома, которые ничего не контролируют в четвертичных отложениях, западный из них сечет бровку шельфа, а на листе L-53 они практически сразу должны врезаться в берег, который, судя по его очертаниям, не дает оснований авторам континентальной части листа для продолжения этих разломов на сушу. Принимая во внимание виртуальность продолжения этих разломов на лист L-53, было принято решение их не показывать.

Имеется несоответствие в минерагеническом районировании со смежным листом L-53, на котором были выделены две минерагенические зоны: Кемская цинк-свинцово-молибденово-меднорудная и Прибрежная золото-серебряная, сведенные на листе L-54 в одну Восточно-Сихотэ-Алинскую (Прибрежную) Cu,Mo,Au,Ag (K₂-P) зону в соответствии с ДВСЛ, апробированной НРС Роснедра в 2009 г., тогда как подготовленный к изданию лист L-53 был принят в 2006 г. Еще одно противоречие касается границ элементов нефтегазогеологического районирования на карте прогноза на нефть и газ со смежным листом М-54 по степени плотности ресурсов УВ. Это разночтение объясняется тем, что авторами листа L-54 приняты перспективными меловые отложения с плотностью 5–10 тыс. т/км², которые на листе М-54 рассматриваются как неперспективные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Александрова А. Н.* Плейстоцен Сахалина. – М.: Наука, 1982. – 192 с.
2. *Андреева И. А., Лапина Н. Н.* Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. – 45 с.
3. *Аникеева Л. И., Андреев С. И., Иванова А. М., Казакова В. Е., Попова Е. А., Черномордик А. Б.* Геология и минерагения дальневосточных морей России. Твердые полезные ископаемые. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. – 125 с.
4. *Астахов А. С.* Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. – 140 с.
5. *Астахов С. М.* Геореактор. Алгоритмы нефтегазообразования. – Ростов на Дону, 2015. – 256 с.
6. Атлас донных осадков Берингова, Охотского и Японского морей / Ред. А. А. Комарицын, И. С. Грамберг. – СПб.: ГУНИО, ВНИИОкеангеология, 2004. – 72 с.
7. *Ахметьев М. А.* Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (р. Ботчи) // Труды ГИН, 1973. вып. 247. – 124 с.
8. *Ахметьев М. А.* Палеоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР и сопредельных стран и их стратиграфическое положение // Сов. геология. – 1973. – № 7. – С. 14–29.
9. *Ахметьев М. А.* Кайнозойские флоры Восточного Сихотэ-Алиня. Препринт. – М.: ГИН АН СССР, 1988. – 48 с.
10. *Баскина В. А.* Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. – М.: Наука, 1982. – 260 с.
11. *Безверхний В. Л., Леликов Е. П., Терехов Е. П., Филатьев В. П.* Геологическое строение докайнозойского фундамента Япономорского шельфа у берегов Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. – Владивосток, 1977. – С. 3–12.
12. *Безверхний В. Л., Берснев И. И., Ващенко Н. Г. и др.* Геологическое строение северного замыкания Центральной котловины Японского моря // Тихоокеанская геология. – 1988. – № 4. – С. 15–22.
13. *Безверхний В. Л., Сушков Н. Г.* О некоторых вопросах сейсмоструктоники юго-западной части зоны перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю // Геофизика дна Японского моря. – Владивосток, 1980. – С. 26–38.
14. *Беляевский Н. А., Громов Ю. А., Елисеева В. К и др.* Геология Приморского края. – М.: Гостоптехиздат, 1955. – 339 с.
15. *Берснев И. И., Леликов Е. П., Безверхний В. Л., Ващенко Н. Г., Съедин В. Т., Терехов Е. П., Цой И. Б.* Геология дна Японского моря. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. – 140 с.
16. *Берснев И. И., Горовая М. Г., Леликов Е. П.* Геология окраинных морей Тихого океана. – Владивосток: ТОИ ДВНЦ СССР, 1975. – 185 с.

17. *Блинов И. В.* Поиск связи АВПД с нефтегазовой продуктивностью отложений баженской свиты. ГЕОразрез. <http://georazrez.uni-dubna.ru>, 2009.
18. *Брутман Н. Я.* Палинostrатиграфия палеоген-неогеновых отложений Сахалинской нефтегазоносной области. Автореф. канд. дисс. – 1986. – 18 с.
19. *Бураго А. И.* Объяснительная записка к прогнозно-геохимической и эколого-геохимической картам масштаба 1 : 1 000 000, лист L-53 с клапанами L-52, K-52, K-53 (Приморский, Хабаровский края) / А. И. Бураго, С. А. Шлыков. – Владивосток, 2004. – 56 с.
20. *Буряк В. А., Бакулин Ю. И., Беспалов В. Я., Врублевский А. А.,* и др. Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (Сопоставительный анализ). – Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, ДВИМС и Дальгеолком МПР РФ. – 1998. – 282 с.
21. *Валуи Г. А.* Петрология гранитоидов и дифференциация расплавов в малоглубинных условиях (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс). – Владивосток: Дальнаука, 2014. – 246 с.
22. *Варнавский В. Г.* Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). – М.: Наука, 1985. – 144 с.
23. *Внучков В. А., Горбатов А. И., Яблоков К. В.* Условия формирования морских отложений в прибрежной части шельфа Японского моря (Приморье) // Проблемы геологии шельфа. – М.: Наука, 1975. – С. 132–135.
24. *Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Новые данные о возрасте комплекса щелочных базальтоидов на Сахалине // ДАН СССР, 1986. – Т. 286. – № 6. – С. 1466–1467.
25. *Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С.* Тектоника Сахалина // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. – Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВНЦ, 1974. – С. 72–88.
26. Геоботаническая карта Приморского края масштаба 1 : 500 000 / Под рук. и ред. Б. П. Колесникова. – Владивосток: ДВФ АН СССР, 1956.
27. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России // Под ред. А. И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
28. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XVIII, L-54-XIII. Объяснительная записка / В. Г. Плахотник, А. С. Тишина. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 70 с.
29. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-54-I. Объяснительная записка / В. Г. Плахотник, А. С. Тишина. – М.: Недра, 1964. – 70 с.
30. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-54-II. Объяснительная записка / В. Г. Плахотник, А. С. Тишина, М. А. Ахметьев. – М.: Недра, 1965. – 32 с.
31. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист L-54-VII / А. А. Трепалина. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 59 с.
32. Геологическая карта Дальнего Востока СССР. Масштаб 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. – СПб., 1992. – 100 с.
33. Геологическая карта дна Японского моря масштаба 1 : 2 500 000 / Ред. И. И. Берснев, Л. И. Красный. – СПб.: ТОИ, ВСЕГЕИ, 1984.
34. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сахалинская. Лист L-54-X, XI. Объяснительная записка. – М., 1970. – 104 с.
35. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сахалинская. Лист L-54-XII / Ю. Н. Тарасевич. Объяснительная записка. – М., 1973. – 72 с.
36. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сахалинская. Лист L-54-XVIII / Ю. Н. Тарасевич. Объяснительная записка. – М., 1973. – 94 с.
37. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Сахалинская. Лист L-54-IV, V. Объяснительная записка / В. П. Мыгарев, А. С. Шуваев. – М., 1972.
38. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. – Хабаровск, 1991. – 51 с.

39. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Арктические и Дальневосточные моря. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление / Ред. В. К. Ротман. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. – 303 с.
40. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть 1. Геологическое описание / Ред. Л. И. Красный. – М.: Недра, 1966. – 736 с.
41. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть 2. Полезные ископаемые / Ред. В. В. Онихимовский. – М.: Недра, 1973. – 402 с.
42. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание / Отв. ред. В. Н. Верещагин. – М.: Недра, 1974. – 432 с.
43. Геология СССР. Т. XXXIII. Остров Сахалин. Полезные ископаемые / Отв. ред. В. Н. Верещагин. – М.: Недра, 1974. – 207 с.
44. *Гладенков Ю. Б.* Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.
45. *Гладенков Ю. Б., Беньямовский В. Н.* Новые данные о маастрихт-палеоценовых фораминиферах синегорского горизонта южного Сахалина // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2009. – Т. 17. – № 4. – С. 95–106.
46. *Гладенков Ю. Б., Сальников Б. А., Боровцев А. К.* и др. 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.
47. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ) / В. В. Аргентов, Г. С. Гнибиденко, А. А. Попов, С. В. Потапьев. – М.: Наука, 1976. – 92 с.
48. *Голозубов В. В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – 231 с.
49. *Голозубов В. В., Ханчук А. И.* Таухинский и журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой азиатской окраины // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14. – № 2. – С. 13–25.
50. *Голубева Л. В., Караулова Л. П.* Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена юга Дальнего Востока СССР. – М.: Наука, 1983. – 144 с.
51. *Головинский В. И.* Вулканогенные образования мыса Крильон // Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 224. Геология и нефтегазоносность Сахалина. – С. 192–195.
52. *Горкуша С. В., Онухов Ф. С., Корчагин Ф. Г.* Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18. – № 5. – С. 61–68.
53. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Листы L-(54), (55); K-(55). Объяснительная записка / Ред. В. К. Ротман. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1995. – 146 с.
54. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Сахалинская. Листы L-54-X, XI (Луговое), L-54-XII (Охотское), L-54-XVII, XXIII (Корсаков), L-54-XVIII (Озерское), L-54-XVI, XXII (Шебунино). Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001. – 276 с.
55. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист K-(52), 53 – Владивосток. Объяснительная записка / Отв. редактор Б. Г. Лопатин. – СПб.: ВНИИОкеангеология–ВСЕГЕИ, 2011.
56. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист L-(52), 53; (K-52), 53 – оз. Ханка. Объяснительная записка / Г. С. Белянский, В. И. Рыбалко, А. А. Сясько и др. – СПб.: Изд-во Картфабрики ВСЕГЕИ, 2011. – 688 с.
57. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист M-53 – Хабаровск / Ред. А. Ф. Васькин. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009.
58. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист M-54 – Александровск-Сахалинский / Гл. ред. В. Н. Зелепугин. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2017.

59. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист L-(53),(54) – Кавалерово / Ред. Р. И. Соколов – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994.

60. Гранитоиды и монцонитоиды рудных районов Приморья / В. С. Иванов, И. З. Бурьянова, Б. Л. Залищак и др. – М.: Наука, 1980. – 160 с.

61. *Гранник В. М.* Петрогеохимические особенности метабазитов Сусунайского метаморфического комплекса // Тихоокеанская геология, 1986. – С. 37–48.

62. *Гранник В. М., Пискунов Б. Н., Стафеева Г. Н.* Петрохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова // Тихоокеанская геология, 1990, ИМГиГ ДВО РАН. – С. 90–96.

63. *Гранник В. М.* Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое: Автореферат. – Владивосток, 2006.

64. *Гранник В. М.* Сахалинская островодужная система Охотоморского региона // Литосфера. – 2013. – № 1. – С. 36–51.

65. *Гуревич В. И.* Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа Евразии. – М.: Научный мир, 2002. – 134 с.

66. Дальневосточная серийная легенда ГГК-1000/3 / Ред. А. Ф. Васькин. – СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ»; Хабаровск: ФГУП «Дальгеофизика», 2008.

67. *Добрецов Н. Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР // Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 57. – Новосибирск: Наука СО, 1974. – 429 с.

68. *Дымович В. А., Евсеев С. В., Евсеев В. Ф., Нестерова Е. Н., Маргулис Л. С., Атращенко А. Ф., Беляев И. В., Деркачев А. Н., Зеленугин В. Н.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-54 – Александровск-Сахалинский. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017.

69. *Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И.* Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения // Метаморфические комплексы острова Сахалин, Южно-Сахалинск, 1969. – С. 43–72 (Труды СахКНИИ, вып. 22).

70. *Ерохов В. Ф., Жидкова Л. С.* и др. Геологическое строение острова Монерон (Японское море) // Геология и геофизика. – 1971. – № 1. – С. 46–57.

71. *Есин С. В., Пархоменко В. С., Травин А. В., Шестель Ю. Г.* Петрогенез Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня: К-Аг-датирование возраста, петрохимическая и REE-характеристика. – Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – № 9. – С. 21–33.

72. *Есин С. В., Пономарчук В. А., Шипицын Ю. Г., Палесский С. В.* Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня. 2. (Sr-изотопные и геохимические данные) // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 2. – С. 70–79.

73. *Жаров А. Э.* Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-восточного Сахалина. – Южно-Сахалинск: Сах. обл. книж. изд-во, 2004. – 192 с.

74. *Жаров А. Э.* Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива / А. Э. Жаров, Г. Л. Кириллова, Л. С. Маргулис, Л. С. Чуйко, В. В. Куделькин, В. Г. Варнавский, В. Н. Гагаев. – Владивосток: ДВО РАН, 2004. – 220 с.

75. *Жаров А. Э., Гальверсен В. Г., Серова М. Я., Фотьянова Л. И.* Тунайчинская свита эоцена Южного Сахалина и ее возрастные аналоги // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2004. – Т. 12. – № 4. – С. 97–109.

76. *Жаров А. Э., Митрофанова Л. И., Тузов В. П.* Стратиграфия кайнозойских отложений шельфа Северного Сахалина // Стратиграфия. Геол. Корреляция. – 2013. – Т. 21. – № 5. – С. 72–93.

77. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. – М., 1990. – 335 с.

78. *Зябрев С. В.* Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба. Автореферат канд. дисс. – Хабаровск, 1992. – 21 с.

79. *Зябров С. В.* Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба. Автореферат канд. дисс. – Хабаровск, 1992. – 21 с.
80. *Иванова А. М., Смирнов А. Н., Ушаков В. И.* Кайнозойский рудогенез в шельфовых областях России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2005. – 168 с.
81. *Иванова А. М., Супруненко О. И., Ушаков В. И.* Минерально-сырьевой потенциал шельфовых областей России. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. – 108 с.
82. *Изосов Л. А., Кулинич Р. Г., Мельниченко Ю. И., Емельянова Т. А.* Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент–океан // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. – Владивосток: Дальнаука, 2001. – С. 103–113.
83. *Изох Э. П., Русс В. В.* Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. – М.: Недра, 1967. – 383 с.
84. *Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Н. И., Русс В. В.* Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 247 с.
85. *Калишевич Т. Г.* Стратиграфия и малакофауна пограничных слоев мела и палеогена Сахалина. Автореферат канд. дисс. – Владивосток–Новосибирск, 1975. – 24 с.
86. *Каплин П. А., Ионин А. С., Медведев В. С.* Особенности формирования рельефа и современных осадков прибрежной зоны дальневосточных морей. – М., 1972. – 120 с.
87. *Капун В. Б., Бронников А. К.* Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Северного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. – 2017. – Т. 36. – № 4. – С. 18–37.
88. *Карнаух В. Н., Карп Б. Я., Цой И. Б.* Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на возвышенности Первенца и ее окрестностях (Японское море) // Океанология. – 2005. – Т. 45. – № 1. – С. 126–139.
89. *Карнаух В. Н., Карп Б. Я.* Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеанская геология. – 1997. – Т. 16. – № 5. – С. 10–24.
90. *Коваленко С. В.* Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения Среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. – Владивосток, 1980. – С. 129–133.
91. *Коваленко С. В.* Структурно-формационные особенности нижнемеловых отложений Сихотэ-Алиня // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. – Владивосток: Дальнаука, 2014. – С. 151–154.
92. *Ковылин В. М.* Результаты сейсмических исследований в юго-западной части глубоководной котловины Японского моря // Океанология. – 1967. – Т. 6. – 62 с.
93. *Короткий А. М., Караулова Л. П., Троицкая Т. С.* Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. – Новосибирск: Наука, 1980. – 234 с.
94. *Короткий А. М., Ковалюк Н. Н., Волков В. Г.* Радиоуглеродное датирование четвертичных отложений (юг Дальнего Востока). Препринт. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. – 59 с.
95. *Короткий А. М., Макарова Т. Р.* Палеогеографические и геоморфологические аспекты устойчивости геосистем в бассейнах горных рек. – Владивосток: Дальнаука, 2005. – 292 с.
96. *Короткий А. М., Караулова Л. П.* Радиоуглеродный (^{14}C) контроль четвертичной стратиграфии Приморья // Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. – Владивосток, 1976. – С. 98–110.
97. *Красный Л. И.* Проблемы тектонической систематики. – М.: Недра, 1977. – 175 с.
98. *Куделькин В. В., Шереметьева Т. Н.* О стратиграфии кайнозоя и истории развития района острова Монерон (Татарский пролив) // Рельеф и структура осадочного чехла акваториальной части Дальнего Востока СССР. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. – С. 81–88.
99. *Кутолин В. А., Прусевич А. А.* Геологические предпосылки для поисков титаномагнетитовых россыпей Татарского пролива. – Новосибирск: СО РАН, 1984. – 152 с.

100. Красилов В. А., Неволлина С. И., Филиппова Г. Г. Развитие флоры Дальнего Востока и геологические события середины мелового периода // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. – Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР. – С. 103–115.
101. Кудымов А. В. Раннемеловые турбидиты Северного Сихотэ-Алиня: строение, вещественный состав, обстановки осадконакопления // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 20. – № 5. – С. 72–83.
102. Кудымов А. В. Условия седиментации в готерив-сеноманском морском бассейне Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. – 2009. – Т. 28. – № 6. – С. 102–114.
103. Леликов Е. П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана. – Владивосток, 1992. – 168 с.
104. Леликов Е. П., Емельянова Т. А. Геологическое строение (новые данные) // Дальневосточные моря России. Кн. 3 // Гл. ред. В. А. Акуличев. – М.: Наука, 2007. – С. 86–98.
105. Липкин Ю. С. Геоморфологическое районирование котловины Японского моря // Вопр. геологии дна Японского моря. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. – С. 36–49.
106. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. – М.: Наука, 1971. – 390 с.
107. Лисицын А. П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах // Литология и полезные ископаемые. – 1977. – № 6. – С. 3–22.
108. Лихт Ф. Р., Алексеев А. В., Деркачев А. Н. Нефелоидные осадки как индикатор осадконакопления в окраинных морях Восточной Азии // Вестник ДВО РАН. – 2005. – № 1. – С. 91–101.
109. Малиновский А. И., Голозубов В. В. Литология и обстановки формирования терригенных отложений вдоль трансформных границ плит на примере раннемелового Журавлевского террейна (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. – 2011. – Т. 30. – № 5. – С. 35–52.
110. Маркевич В. С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. – Владивосток: Дальнаука, 1995. – 172 с.
111. Мартынов Ю. А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – 217 с.
112. Мартынов Ю. А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. – 1999. – Т. 7. – № 1. – С. 58–79.
113. Маргулис Л. С., Табозяков А. Я. Верхнеэоценовые формации Южного Сахалина и перспективы их нефтегазоносности // Известия Сахалинского отдела географического общества СССР. Вып. 2. – Южно-Сахалинск, 1971. – С. 21–31.
114. Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана. – М.: Наука, 1980. – 281 с.
115. Марковский Б. А. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. – Л.: Недра, 1981.
116. Марковский Б. А., Ротман В. К. О позднемеловой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формации западной части Тихоокеанского подвижного пояса // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1969. – № 6.
117. Маруямская свита Южного Сахалина (Анивский район) / В. О. Савицкий, Л. С. Маргулис, В. П. Болдырева и др. // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1981. – № 5. – С. 65–77.
118. Меланхолина Е. Н. Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника, 2000. – № 3. – С. 41–57.
119. Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. – М.: Наука, 1970. – 170 с.
120. Мельников О. А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. – М.: Наука, 1970.

121. Мельниченко Ю. И. Рельеф дна и морфотектоника // Дальневосточные моря России / Гл. ред. В. А. Акуличев. Кн. 3. – М.: Наука, 2007. – С. 17–25.
122. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). Версия 1.3. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2017. 169 с.
123. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второго издания). – СПб., 2009. – 231 с.
124. Минерагеническая карта Хабаровского края. Масштаб 1 : 500 000 / Отв. исп. М. В. Мартынюк, 2000.
125. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Ч. 1. Стратиграфия. Препринт. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987 – 68 с.
126. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Ч. 2. Интрузивные образования. Препринт. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989 – 28 с.
127. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. Ч. 3. Основные черты тектоники и истории развития. Препринт. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986 – 60 с.
128. Нечаюк А. Е. Геологическое строение и динамика формирования осадочных бассейнов Татарского пролива и Западного Сахалина: канд. дисс. – Владивосток, 2017. – 99 с.
129. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня / П. В. Маркевич, В. П. Коновалов, А. И. Малиновский, А. Н. Филиппов. – Владивосток: Дальнаука, 2000. – 283 с.
130. Олейников А. В., Неволлина С. И. Стратиграфия среднего Сихотэ-Алиня / А. В. Олейников, Н. А. Олейников. – Владивосток: Дальнаука, 2005. – 261 с.
131. Олейников А. В., Климова Р. С. Новые данные по стратиграфии неогеновых вулканогенных отложений бассейна реки Самарги // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР. – 1977. – С. 76–80.
132. Олейников А. В. Стратиграфия средне-верхнеальбских отложений бассейна р. Самарги (Северное Приморье) // Тихоокеанская геология. – 1989. – № 2. – С. 67–77.
133. Олейников А. В., Неволлина С. И. Стратиграфия самаргинской свиты Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. – 1985. – № 4. – С. 75–83.
134. Олейников А. В., Олейников Н. А. Палеосейсмогеология. – Владивосток: Дальнаука, 2009. – 164 с.
135. Опорный разрез меловых отложений Сахалина (Найбинский разрез) / В. Н. Верещагин, В. С. Будрин, Т. Д. Зонова и др. – Л.: Наука, 1987. – 196 с.
136. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря / Отв. ред. В. Н. Степанов. – М.: Изд-во АН СССР. – 1961. – 224 с.
137. Павлюткин Б. И., Петренко Т. И. К стратиграфии третичных угленосных отложений юго-восточной окраины Ханкайского массива // Тихоокеанская геология. – 1994. – № 2. – С. 18–29.
138. Павлюткин Б. И., Петренко Т. И. Новые материалы по стратиграфии третичных отложений п-ова Речной (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 1993. – № 5. – С. 42–50.
139. Павлюткин Б. И., Петренко Т. И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. – Владивосток: Дальнаука, 2010. – 164 с.
140. Павлюткин Б. И., Чекрыжов И. Ю., Петренко Т. И. Геология и флора нижнего олигоцена Приморья. – Владивосток: Дальнаука, 2014. – 236 с.
141. Пагольский Н. Н., Сазонова М. Д. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сихотэ-Алинская. Лист М-54-XXXI. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 63 с.
142. Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. ред. А. П. Виноградов. Т. II. – М.: Наука, 1975. – 250 с.
143. Паничев А. М. Зверовые солонцы Сихотэ-Алиня (биолого-геологический аспект). – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. – 208 с.
144. Парфенов Л. М., Попеко Л. И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Хотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18 (5). – С. 24–43.

145. Пискунов Б. Н., Хведчук И. И. Новые данные о составе и возрасте отложений о. Монерон (северная часть Японского моря) // ДАН СССР, 1976. – Т. 226. – № 3. – С. 647–650.
146. Полезные ископаемые Сахалинской области. КИР по Сахалинской области. – Южно-Сахалинск, 2001. – 164 с.
147. Полунин Г. В. Объяснительная записка к карте литологических комплексов и экзогенных процессов суши и шельфа Сахалина масштаба 1 : 500 000. – Южно-Сахалинск, 1992. – 120 с.
148. Почвенная карта Приморского края. Масштаб 1 : 500 000 / Под ред. Г. И. Иванова. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
149. Прогноз и оценка нефтегазоносности недр на больших глубинах / Под ред. С. Н. Симакова. – Л.: Недра, 1986. – 248 с.
150. Пушкарь В. С. Диатомеи и возраст маруямской свиты (стратотип) о. Сахалин // Палеоботаника и флористратиграфия Востока СССР. – Владивосток, 1983. – С. 116–127.
151. Пушкарь В. С., Черепанова М. В., Лихачева О. Ю. Совершенствование зональной диатомовой шкалы плиоцена и квартера Северной Пацифики // Тихоокеанская геология. – Т. 32. – № 5. – 2013. – С. 52–66.
152. Пушкарь В. С., Черепанова М. В. Диатомеи плиоцена и антропогена Северной Пацифики. Стратиграфия и палеоэкология. – Владивосток: Дальнаука, 2001. – 228 с.
153. Решения рабочих Межведомственных региональных совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам / Отв. ред. Ю. Б. Гладенков. – М.: ГЕОС, 1998. – 147 с.
154. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск 1990 г.). – Хабаровск, 1994. – 124 с.
155. Рихтер А. В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. – М.: Наука, 1986. – 93 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 411).
156. Ротман В. К. Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов масштаба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. – Л.: ВСЕГЕИ, 1984. – С. 66.
157. Рыбалко А. Е., Федорова Н. К., Никитин М. В., Токарев М. Ю. Геодинамические процессы в Кандалякшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков // Геология морей и океанов: Мат-лы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. – М.: Геос, 2013.
158. Савицкий В. О., Болдырева В. П., Данченко Р. В., Митрофанова Л. И. Олигоцен-миоценовые отложения Южного Сахалина (Пограничный прогиб) // Вестник МГУ, сер. Геол. – 1979. – № 1. – С. 81–85.
159. Савицкий В. О., Маргулис Л. С., Сычева О. А., Грохотова Н. М. Пограничные слои между мелом и палеогеном на о. Сахалин // Советская геология. – 1976. – № 9. – С. 39–51.
160. Савицкий В. О., Митрофанова Л. И. и др. Нижняя и верхняя границы нижнего миоцена в морском разрезе кайнозоя Сахалина // Неоген Тихоокеанской области. Ротапринт. – М.: ГИН АН СССР, 1982. – С. 88–98.
161. Сахно В. Г., Коваленко С. В. Островодужные ассоциации вулканогенных пород в структурах активных континентальных окраин Дальнего Востока и геодинамические условия их формирования // Тезисы докладов к Международному совещанию. – Южно-Сахалинск, 1981. – С. 43–46.
162. Семенов Д. Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Сахалинская. Лист L-54-X, XI. Объяснительная записка. – М., 1970. – 104 с.
163. Семенов Д. Ф. Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). – М.: Наука, 1982. – 168 с.
164. Семенов Д. Ф. Неогеновые магматические формации Южного Сахалина. – Хабаровск, 1975. – С. 208.
165. Серова М. Я. Морской олигоцен в опорном разрезе палеогена Западного Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985. – № 11. – С. 86–89.

166. Серова М. Я. Поздний палеоген Сахалина и Камчатки: фораминиферы, корреляция, возраст // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983. – № 4. – С. 58–72.
167. Симащенко В. П., Рассказов С. В., Ясыгина Т. А. и др. Меловые комплексы фронтальной зоны монероно-самаргинской островной дуги: геохимические данные по базальтам глубокой скважины о. Монерон (Японское море) // Тихоокеанская геология. – 2011. – Т. 30. – № 1. – С. 30–31.
168. Симащенко В. П. Вулкано-плутонические комплексы северной части Самаргинского рудного района (Приморье): Автореферат. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. – 27 с.
169. Сырык И. М. Нефтегазоносность восточных склонов Западно-Сахалинских гор (Южный Сахалин). – М.: Наука, 1968. – 248 с.
170. Степанов В. А. Металлогения золота Приморья // Вестник Амурского государственного университета. – Сер. естеств. и экон. науки. – 2012. – Вып. 59. – С. 112–119.
171. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. – 96 с.
172. Стрельцов М. И. О дизъюнктивной тектонике и сейсмичности Курильской островной дуги // Сейсмическое районирование Курильских островов, Приморья и Приамурья. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. – С. 100–105.
173. Структура осадков и фации Японского моря / Ф. Р. Лихт, А. И. Боцул, А. С. Астахов и др. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. – 286 с.
174. Тарноградский В. Д., Минина Е. А., Старченко В. В. Требования по созданию дополнительных карт и схем к комплексу Госгеолкарты-1000/3. Геоморфологическая карта. – СПб., 2005. – 47 с.
175. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. – М.: ИЛОВМ РАН, 2000. – 193 с.
176. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. – Владивосток: ДВО РАН, 1992. – 238 с.
177. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь) / Г. Б. Левашев, В. И. Рыбалко, Л. А. Изосов и др. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. – 340 с.
178. Тузов В. П., Митрофанова Л. И., Данченко Р. В., Болдырева В. П. Курасийско-маруямский комплекс неогеновых отложений Южного Сахалина // Тихоокеанская геология. – 2001. – Т. 21. – № 4. – С. 37–47.
179. Уткин В. П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // ДАН СССР. – 1978. – Т. 240. – № 2. – С. 400–403.
180. Уткин В. П. Сдвиговые деформации и методика их изучения. – М.: Наука, 1980. – 144 с.
181. Уткин В. П. Сдвиговой структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. – 2013. – Т. 32. – № 3. – С. 21–43.
182. Фенин Г. И. Аномальные пластовые давления в зонах углеводородонакопления нефтегазоносных бассейнов // Нефтегазовая геология: теория и практика. – 2010. – Т. 5. – № 4.
183. Фотьянова Л. И., Серова М. Я., Гальверсен В. Г., Жаров А. Э. и др. Опорный разрез палеогеновых отложений полуострова Крильон (Южный Сахалин, р. Китосия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2001. – Т. 9. – № 2. – С. 58–76.
184. Ханчук А. И., Голозубов В. В., Мартынов Ю. А., Симащенко В. П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Программа и тезисы XXX тектонического совещания. – М., 1997. – С. 240–243.
185. Ханчук А. И., Иванов В. В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойе и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. – Владивосток: Дальнаука, 1999. – С. 7–30.
186. Харахинов В. В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции: Автореферат докт. дисс. – Оха-на-Сахалине: СахалинНИПИморнефть, 1998.

187. *Харахинов В. В.* Нефтегазовая геология Сахалинского региона. – М.: Научный мир, 2010. – 276 с.
188. *Цой И. Б., Шастина В. В.* Кремнистый микропланктон неогена Японского моря. Диатомеи и радиолярии. – Владивосток: Дальнаука, 1999.
189. Четвертичные отложения северной части Японского моря / Ю. Д. Марков, Н. К. Вагина, В. С. Пушкарь и др. // Палеонтология и стратиграфия кайнозойских отложений Японского и Филиппинского морей. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. – С. 45–83.
190. *Шатков Г. А., Вольский А. С.* Тектоника, глубинное строение и минерагения Приморья и сопредельных территорий. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 190 с.
191. *Шевалдин Ю. В.* Аномальное магнитное поле Японского моря. – М.: Наука, 1978. – 72 с.
192. Шельфовая область Японского моря: геология и минерагения / Под ред. В. И. Ушакова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. – 137 с.
193. *Эйршиш Л. В.* Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). – Хабаровск, Владивосток, 2003.
194. Экологическая карта Приморского края. Масштаб 1 : 1 000 000 / А. И. Бурого. – С. А. Шлыков, А. Н. Аржавитин. – Владивосток: ООО МИФ «Экоцентр», 2002.
195. *Engelbreton D., Cox A. and Gordon R. G.* Relative plate motions between ocean and continental plates in the Pacific basin. – Geological Society of America Special Paper 206, 1985. – P. 1–59.
196. *I. Tsoy, K. Amano.* Diatom biostratigraphy and geological age of the Maruyama and Kurasi Formations, Southern Sakhalin, and their... // in Journal of Geography, January 2000. – P. 203–217.
197. *Ingle, J. C.* 1992. Subsidence of the Japan Sea: Stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections / Tamaki, K., Suyehiro, K., et al. (eds) // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 127–128 (Part 2). – 1197–1218.
198. *Karig, D. E., Ingle, J. C.* et al. 1975. Ink. Repts. DSDP, 31: Washington (U.S. Govt. Printing Office).
199. *Okamura S., Martynov Yuri A., Furuyama K. and Nagao K.* K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: Constrains on the tectono – magmatism associated with the Japan Sea opening // The Island Arc (1998) 7. – P. 271–282.
200. *Okamura S., Martynov Yuri A., Furuyama K. and Nagao K.* K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: Constrains on the tectono – magmatism associated with the Japan Sea opening // The Island Arc (1998) 7. – P. 271–282.
201. *Takeuchi T.* K-Ar ages of the Tertiary volcanic rocks in south Sakhalin and their tectonic significance. – Jour. Geol. Soc. Japan, 1997. – vol. 103. – no 1. – P. 67–79.
202. *Tamaki K., Honza E.* Incipient subduction and obduction along the Eastern margin of the Japan Sea // Tectonophysics. – 1985. – V. 119. – P. 381–406.
203. *Tamaki K.,* 1988. Geological structure of the Japan sea and its tectonic implications. Chishitsu Chosasho Geppo, 39. – P. 269–365.
204. *Tamaki K., Pisciotto K., Allan J.* et al. 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
205. *Tamaki K., Suyehiro K., Allan J., McWilliams M.,* et al. 1992. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – Vol. 127/128. Pt. 2.
206. *Yuasa M., Tamaki K., Nishimura K. and Honza E.* Welded tuff dredged from Musashi Bank, northern Japan Sea and its K-Ar age // J. Geol. Soc. Japan. – 84. – 1978. – P. 375–377.

Фондовая

1. *Аленичев А. В.* и др. Поиски прибрежно-морских титаномagnetитовых россыпей на шельфе западной части Татарского пролива. Отчет Прибрежной партии за 1990–1992 гг. Дальморгеология. Партизанск, 1993.

2. *Амельченко Г. Л.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Кузнецовского рудного района (Бассейны рек Бурливой, Кузнецова, Соболевки, Максимовки; листы L-53-60-В, Г; L-54-49-В,Г; L-53-72-А,Б; L-54-61-А масштаба 1 : 50 000). Отчет Паньковского и Соболевского участков Восточной партии за 1973–1975 гг. – Владивосток, 1976.

3. *Амельченко Г. Л.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Светлой, Плитняковой, Пеи и Зевы. Отчет Светлинского участка Восточной партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 за 1976–1979 гг. – Владивосток, 1981.

4. *Антонов Ю. М., Добин М. А.* Отчет Приморской (Дальневосточной) аэромагнитной партии за 1958 г., 1959.

5. *Архипов Н. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения реки Единки. Геологический отчет Самаровской партии за 1970–1973 гг., Владивосток, 1973.

6. *Балабко Г. Ф.* Отчет по объекту 15/85. Комплексные поисковые геофизические и детальные сейсмические исследования на Северо-Татарском участке шельфа юго-западного Сахалина. Союзморгео, Дальморнефтегазгеофизразведка, 1985.

7. *Балабко Г. Ф., Ефременков А. Ф., Еремина Г. Ф.* и др. Комплексные региональные геофизические исследования в южной части Татарского пролива. Отчет по объекту 17/78. Южно-Сахалинск, ТМГГЭ, 1979.

8. *Баханов.* Геологические результаты бурения поисковой скважины № 1 на Александровской морской площади (Татарский пролив). Отчет по теме Г6-88. СахалинНИПИморнефть, Оха, 1988.

9. *Борисов Ф. Е.* Геологические результаты бурения поисковой скважины № 2 на Старомаячинской и поисковой скважины № 1 на Ильинской площади» (шельф Юго-Западного Сахалина). Отчет по теме Г 6-86. СахалинНИПИнефтегаз, Оха, 1987.

10. *Борисов Ф. Е.* и др. Геологические результаты бурения скважин № 1, 2 на Изыльметьевской площади (шельф Юго-Западного Сахалина). Отчет по теме Г 6-88. СахалинНИПИморнефть, Оха, 1989.

11. *Борисов Ф. Е., Архипова А. Д., Брутман* и др. Геологические результаты бурения поисковых скважин № 1, 2 на Гавриловской и поисковой скважины № 1 на Надеждинской площадях (шельф Юго-Западного Сахалина). Отчет по теме Г6-88. СахалинНИПИморнефть, Оха, 1989.

12. *Борисов Ф. Е., Деревскова Н. А.* и др. Геологические результаты бурения поисковой скважины № 1 на Кузнецовской морской площади. Отчет. СахалинНИПИнефтегаз, Оха, 1979.

13. *Борисов Ф. Е., Теплов И. А.* и др. Геологические результаты бурения поисковой скважины № 1 на Виндиской морской площади. Отчет. СО ВНИГРИ, Оха, 1979.

14. *Бураго А. И., Шлыков С. А.* Информационный отчет о результатах эколого-геохимических исследований северной части территории Приморского края и литомониторинга на объектах опытно-производственных полигонов. Отчет ТОО МИФ «Экоцентр» по объекту «участок Приморский за 1994–1998 гг.», Владивосток, 1998.

15. *Валеева Н. Г.* и др. Комплексные региональные геофизические исследования на Приморском участке Татарского пролива. Отчет по объекту 20/90. Южно-Сахалинск, трест «Дальморнефтегеофизика», 1992.

16. *Воронин Н. П.* и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазонасности площади частей листов L-54-68-Г, 69-В, 81-А, 80-В (Отчет о результатах поисково-структурных работ масштаба 1 : 25 000, проведенных Атласовской партией в 1977 г.), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 5054, 1978.

17. *Бурьянова И. З.* Отчет о работе Самаргинского отряда за 1972 г., Владивосток, 1973.

18. *Воронин Н. П., Поносов В. И.* Отчет о результатах сейсморазведочных и геолого-геохимических работ, выполненных партиями ОПСП 2/86-87 и ГХП П/86 на Шебунинской и Правдинской площадях Западного Сахалина в 1986 г. Листы L-54-ХVII-XI. г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 6400, 1987.

19. *Воронин Н. П., Тузов В. П., Митрофанова Л. И.* и др. Отчет по объекту: «Обработка материалов поискового бурения на суше о. Сахалин, выполненного за средства Федерального бюджета с целью обоснования перспективных направлений геологоразведочных работ на нефть и газ и формирования перечня участков недр для лицензирования». Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8982, 2012.

20. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на участке недр строительного камня “Орский”». Протокол № 61 от 14 мая 2009 г. (с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2009 г.), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8634, 2008.

21. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на участке недр строительного камня “Карьер Лопатинский”». Протокол № 74 от 20 ноября 2009 г. (с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2009 г.). Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8712, 2009.

22. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на участке недр строительного камня “Птичий Базар”» (с подсчетом запасов на 1.01.2010 г.) Протокол ТКЗ № 85 от 26 мая 2010 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8788, 2010.

23. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на участке недр “Черный-1” (строительный песок) в Анивском районе» (с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2010 г.). Протокол ТКЗ № 90 от 27 июля 2010 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8789, 2010.

24. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на участке недр “Машково-2” Золоторыбного месторождения строительного песка (с подсчетом запасов по состоянию на 1.06.2008 г.)». Протокол ТКЗ № 51 от 15 октября 2008 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8791, 2008.

25. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на участке недр “Каменный-1” Арсентьевского месторождения строительного камня» (с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2012 г.) Протокол ТКЗ № 121 от 13 июля 2012 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8967, 2012.

26. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Оперативный пересчет запасов строительного камня на участке недр “Колхозный”». Протокол № 54 от 22 декабря 2008 г. (с подсчетом запасов по состоянию на 1.09.2008 г.), Южно-Сахалинск. ТФГИ № 8640, 2008.

27. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Оперативный подсчет запасов песка на участке недр “Чайкино” Горнозаводского месторождения строительных песков». Протокол ТКЗ № 37 от 20 мая 2008 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8477, 2008.

28. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Подсчет запасов цеолитизированных туфов на участке недр “Тобутский” Чеховского месторождения по состоянию на 1.01.2012 г.» Протокол ТКЗ № 321-к от 29 октября 2012 г. Протокол ТКЗ № 322 от 29 октября 2012 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 9005, 2012.

29. *Высочин В. И.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на участке недр “Приустьевой” (строительный песок) в Невельском районе» (с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2011 г.). Лицензия ЮСХ № 80085 ТЭ. Протокол ТКЗ № 101 от 27 мая 2011 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8835, 2011.

30. *Высочин В. И.* Подсчет запасов лечебных грязей на участке недр «Озеро Изменчивое» в Корсаковском районе Сахалинской области. Южно-Сахалинск, ТФГИ, 2017.

31. *Вяткин А. И., Трипозов В. В.* Распространение экзогенных геологических процессов в Приморском крае и районирование его территории по условиям и интенсивности их проявления. Отчет Приморской партии по проекту «Изучение и прогнозирование экзогенных геологических процессов на территории Приморского края» за 1979–1983 гг., Владивосток.

32. *Галушка Н. В., Гальверсен В. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Западно-Сахалинской площади. Масштаб 1 : 50 000, ТФГИ № 5127, 1978.

33. Годовой информационный отчет о результатах работ за 2008 г. по объекту: «Актуализация Николаевской, Становой, Южно-Сихотэ-Алинской, Ханкайской серийных легенд ГК-200/2; Дальневосточной серийной легенды ГК-1000/3; экспертиза конечной геолого-картографической продукции по Дальневосточному региону в Дальневосточном

РЭС НРС Роснедра». Книга 4. Южно-Сихотэалинская серийная легенда ГК-200/2 / Отв. исп. Г. С. Белянский. Хабаровск, 2008.

35. Годовой информационный отчет о результатах работ за 2008 г. по объекту: «Актуализация Николаевской, Становой, Южно-Сихотэ-Алинской, Ханкайской серийных легенд ГК-200/2; Дальневосточной серийной легенды ГК-1000/3; экспертиза конечной геолого-картографической продукции по Дальневосточному региону в Дальневосточном РЭС НРС Роснедра». Книга 5. Ханкайская серийная легенда ГК-200/2 / Отв. исп. Г. С. Белянский. Хабаровск, 2008.

36. *Голлербах А. Э.* Отчёт о результатах электроразведочных работ методом ВЭЗ, проведенных в Муравьевской депрессии о. Сахалина в 1964–1966 гг., Южно-Сахалинск, ТФГИ № 2892, 1966.

37. *Голлербах А. Э.* Отчет о результатах электроразведочных работ методом ВЭЗ, выполненных на Кузнецовской площади в Невельском районе Сахалинской области в 1978 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 5183, 1979.

38. *Гордин А. И.* Отчет по геофизическим и геотехническим исследованиям. Комплексы по транспортировке природного сжиженного газа и нефтепродуктов. Залив Анива, остров Сахалин, Российская Федерация. Инженерно-геологическая, инженерно-геофизическая съемки. Морские терминалы в заливе Анива. Площадка Пригородное. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7726, 2000.

39. *Гранник В. М.* Геология и геодинамика Южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое, Владивосток: Дальнаука, 2008.

40. *Грецкая Е. В.* Отчет о результатах работ по объекту «Создание геолого-геофизической основы для стратиграфической схемы кайнозойских отложений Охотоморского региона с целью уточнения прогноза нефтегазоносности». Южно-Сахалинск, 2013.

41. *Григоренко Ю. Н., Маргулис Л. С.* Количественная оценка величины и анализ структуры запасов и ресурсов нефти, газа и конденсата районов Дальнего Востока России по состоянию на 1.01.2002 г. СПб., ВНИГРИ. Росгеолфонд, 2004.

42. *Гринберг И. Г.* и др. Геологическое строение, оценка перспектив нефтегазоносности и геологическое обоснование к плану промышленного освоения нефтяных ресурсов Южного Сахалина. Оха, ТФГИ № 980, 1957.

43. *Грищенко И. В.* Отчет о результатах структурно-поискового бурения в северной части Муравьевской депрессии ТФ «Сахалинприродресурсы», 1976.

44. *Давыдов В. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов нижнего течения рек Самарги и Единки. Геологический отчет Унтовского участка Северной партии за 1972–1975 гг., Владивосток, 1975.

45. *Держаченко В. П.* Геологический отчет по результатам предварительной разведки участка № 2 Арсентьевского месторождения строительного камня, проведенных в 1967 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 3196, 1968.

46. *Дымович В. А.* и др. Геологический отчет о результатах работ: «Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 территории материковой суши листа М-54 – Александровск-Сахалинский» в рамках объекта ФГУП «ВСЕГЕИ» «Создание комплектов современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 листов R-49, R-52, P-39, P-55, O-37, M-54, Q-53, Q-60, Q-42», Хабаровск, 2013.

47. *Евсеев В. Ф., Гальверсен В. Г., Данченко В. Я.* Геологическое строение и полезные ископаемые Сунайской площади. Масштаб 1 : 50 000. ТФГИ № 4667, 1975.

48. *Евсеев В. Ф., Жаров А. Э., Гальверсен В. Г., Речкин А. Н.* Легенда Сахалинской серии Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Фонды АО «СахГРЭ», 1997.

49. *Евсеев В. Ф., Речкин А. Н., Оксенгорн Ф. С.* Анализ минерально-сырьевой базы Сахалинской области для разработки программы «Развитие, воспроизводство и использование минерально-сырьевой базы Сахалинской области на 2007–2010 гг.». Фонды АО «СахГРЭ», № 1823, 2006.

50. *Евсеев В. Ф.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности частей листов L-54-45-Г, а, б, в, г. Отчет Владимировской партии по результатам геологосъемочных работ масштаба 1 : 25 000 за 1965 год. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 2829, 1966.

51. *Ефимов Ю. М., Ильинская З. А.* и др. Отчет о результатах аэрогеофизических работ, проведенных в Приморском крае Западным геофизическим трестом в 1975 г., 1976.

52. *Жаров А. Э.* Отчет по Государственному контракту № ВК-02-06/381 «Геолого-экономическая оценка локальных нефтегазоперспективных объектов на шельфах Дальневосточных морей. Переоценка ресурсного потенциала УВ и претендерная подготовка геологической основы конкурсного участка Сахалин-5, 6. Оценка прогнозных ресурсов УВ на шельфе Юго-Западного Сахалина». Дальморнефтегеофизика, 2003.

53. *Жаров А. Э.* Отчет по объекту 73 «Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности недр залива Великого и прилегающих акваторий в Японском море». Дальморнефтегеофизика, 2003.

54. *Жаров А. Э.* Переинтерпретация сейсмических данных по шельфу, прилегающему к Хабаровскому краю. Дальморнефтегеофизика, 2000.

55. *Жаров А. Э., Гальверсен В. Г., Игнатьева В. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Южно-Сахалинской площади. Отчет по производству геологического доизучения и подготовки к изданию листов L-54 X, XI, XII, XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII Госгеолкарты-200 (Сахалинская серия). ТФГИ № 7895, 2000.

56. *Жиляков А. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые Кутузовской площади. Листы L-54-9-В, Г; L-54-10-В; L-54-21-А, Б, В, Г; L-54-20-Б, В; L-54-22-А, В городов Чехов, Томари и поселков Взморье, Фирсово. Масштаб 1 : 50 000. ТФГИ № 5513, 1981.

57. *Жиляков А. А., Гальверсен В. Г.* Отчет Южно-Крильонской партии по результатам структурно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 на п-ове Крильон масштаба 1 : 25 000 на о. Монерон (части листов L-54-69-А,Б; L-54-57/В, Г; L-54-67-А-б, г и Б-а, в), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 3185, 1968.

58. *Жиляков А. А., Завадский И. Г.* Отчет о результатах бурения структурно-поисковой скважины № 1-СП на Песчанской площади в 1971 г. ТФГИ № 3887, 1972.

59. *Жукова Л. И.* Строительство поисковой скважины № 1 на Восточно-Владимировской площади. (Детальные поиски термальных вод). Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7370, 1995.

60. *Завадский И. Г., Жиляков А. А.* Поиски промышленных вод в Лютогской депрессии и других районах Южного Сахалина, Южно-Сахалинск, ТФГИ № 3976, 1972.

61. *Иванов В. С., Бурьянова И. З., Щека С. А.* и др. Петрология и геохимическая специализация интрузивных комплексов Среднего Сихотэ-Алиня. Отчет за 1969–1971 гг., Владивосток, 1971.

62. *Иванова А. М.* (отв. исп.). Отчет по теме 295 «Определить минерально-сырьевой потенциал шельфовых областей России. СПб., Фонды ВНИИОкеангеология, 1996.

63. *Казаев В. П., Иваненко П. А., Хитров В. В., Леликов Е. П., Кулинич Р. Г., Путиева Г. С., Вачаев Б. И., Наумов Ю. А., Мельниченко Ю. И., Деркачев А. Н., Карп Б. Я., Бондаренко Н. М.* Отчет о проведении геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 шельфа и материкового склона Японского моря в пределах листов К-52, К-53 с использованием материалов ранее проведенной опытно-методической съемки шельфа масштаба 1 : 200 000. Находка, 2003.

64. *Катица А. А.* О возрасте базальтов Советской Гавани и Сахалина ДВГУ. – Хабаровск, ТФГИ по ДФО. № 8775. 1961.

65. *Карпухина Л. А.* Комплексные региональные геофизические исследования в центральной части Татарского пролива. Отчет по объекту 27/89. ПО «Союзморгео», трест «Дальморнефтегеофизика», 1990.

66. *Карпушкин В. Т., Домашняя В. Г., Манаков А. В.* Результаты работ на участках Синий, Арминский и Светлый. Масштаб 1 : 25 000. (Листы L-53-90-А, Б; -80-Б, В, Г; -48-В, Г; -60-А, Б; L-54-37-В, Г; -49-А, Б). Отчет Аэрогеофизической партии за 1975–1976 гг., Кавалерово, 1977.

67. *Квардакова О. М.* Геолого-экономическая оценка угольных месторождений Нераспределенного фонда недр Сахалинской области с целью выбора первоочередных объектов для лицензирования. Южно-Сахалинск. ТФГИ № 8690, 2009.

68. *Кисляков С. Г.* Легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения (ДВСЛ), Хабаровск, 2010.
69. *Климова Р. С., Неволина С. И.* Отчет по теме: «Палеоботаническое обоснование верхнемеловых–неогеновых вулканогенно-осадочных отложений северо-востока Приморья» за 1976–1979 гг., Владивосток, 1979.
70. *Климова Р. С., Неволина С. И.* Отчет по теме № 336 «Палеоботаническое обоснование верхнемеловых–неогеновых отложений Приморского края с целью уточнения легенд к картам масштаба 1 : 50 000» (2-й этап), Владивосток, 1982.
71. *Клюев В. К., Галаур А. П.* Отчет о результатах работ Сихотэ-Алинской геофизической партии за 1960–1963 гг., Кавалерово, 1964.
72. *Клюев В. К., Колесников Е. П.* Отчет о результатах работ Аэрогеофизической партии за 1973 г., Кавалерово, 1974.
73. *Коблов Э. Г.* Отчет «Разработка методики оценки плотности ресурсов нефти и газа на единицу площади ловушки и прогноз удельной плотности ресурсов в перспективных зонах нефтегазонакопления сахалинского шельфа». Оха-на-Сахалине, СахалинНИПИ-морнефть, 1990.
74. *Ковтонюк Г. П., Мельников В. Д.* Прогнозная оценка золотоносности Приморского края. Отчет по договору У 5.1.4. 501(16) 47–3/473–287 за 1987–1988 гг., 1988.
75. *Колесников Е. И., Жуковская А. В.* Отчет о результатах работ Аэрогеофизической партии за 1971 г., Владивосток, 1972.
76. *Колесников Е. П., Жуковская А. В.* и др. Отчет о результатах работ Аэрогеофизической партии за 1970 г., Владивосток, 1971.
77. *Коновалов В. П.* Отчет по теме № 317 «Корреляция разрезов морских нижнемеловых отложений Восточного Приморья» за 1978–1981 гг., Владивосток, 1981.
78. *Коновалов В. П., Макаров В. С.* Материалы к стратиграфии нижнемеловых отложений бассейнов рек Бикина и Самарги. Отчет по теме: «Разработка стратиграфической схемы нижнемеловых отложений северо-восточной части Приморского края за 1968–1970 гг.», Владивосток, 1970.
79. *Коновалов В. П., Макаров В. С.* Материалы к стратиграфии нижнемеловых отложений северо-восточной части Приморского края. Отчет по теме: «Палеонтологическое обоснование стратиграфической схемы нижнемеловых отложений Самаргинского и Арму-Иманского (северо-восточная часть) рудных районов за 1971–1973 гг.», Владивосток, 1974.
80. *Коновалова И. В., Неволина С. И.* Систематизация коллекции и составление каталогов ископаемой юрской фауны и позднемеловой флоры. Отчет Картографической партии по теме 01 А.2.3/(16)Ж-К 01.03/573 за 1992–1994 гг., Владивосток, 1994.
81. *Корнейчук В. В.* Комплексные региональные геофизические исследования на Шербунином участке Японского моря. Отчет по объекту 18/89. ПО «Союзморгео», трест «Дальморнефтегеофизика», 1990.
82. *Королева Н. В.* Переинтерпретация геолого-геофизических материалов с целью выявления нефтегазоперспективных объектов в заливе Терпения. Отчет по объекту 24/90. ПО «Союзморгео», трест «Дальморнефтегеофизика», 1995.
83. *Косов С. И., Будник С. И.* Оценка прогнозных ресурсов серебра Приморского края по состоянию на 1.01.1983 г. – Владивосток, 1983.
84. *Косов С. И., Катрук А. А.* Отчет о поисково-оценочных работах в бассейне реки Кабаньей по зоне Основной Приморского золоторудного месторождения в 1980–1983 гг. (Соболевская партия, 1980–1983 гг.), Владивосток, 1983.
85. *Косов С. И., Левшук А. Е.* Оценка прогнозных ресурсов золота Приморского края по состоянию на 1.01.1983 г., Владивосток, 1983.
86. *Косов С. И., Молодченко В. Б.* Отчет о поисково-оценочных работах в низовьях реки Единки на золоторудном проявлении Ягодном и его флангах за 1981–1983 гг. (Соболевская партия, 1981–1983 гг.), Владивосток, 1983.
87. *Косов С. И., Сапожников В. А.* Отчет о детальных поисках рудного золота в бассейне среднего течения р. Кабаньей на участке Глиняном за 1977–1978 годы (Соболевская партия, 1977–1978 гг.), Владивосток, 1978.

88. *Косов С. И., Смоленский С. Л.* Отчет о поисках рудного золота в Северном Приморье на перспективных участках Самаргинского рудного района (Ягодный, Спрятанный, Шумный, Перевальный) за 1978–1980 гг. (Соболевская партия 1978–1980 гг.), Владивосток, 1980.

89. *Косов С. И., Теребило В. И.* Отчет о детальных поисках в бассейне реки Кабаньей на Приморском золоторудном месторождении за 1979–1980 гг. (Соболевская партия, 1979–1980 гг.), Владивосток, 1980.

90. *Косовец Т. Н., Лайпанов Х. Х.* Отчет по теме: У Б.1.4/501(16) 43-3/65. «Изучение золотоносности Самаргинского рудного района и выявление его перспектив», М., 1978.

91. *Косовец Т. Н., Лайпанов Х. Х.* Отчет по теме УБ. 14/501 (1 43-3/9 «Сравнительное изучение золоторудных формаций Приморья с целью оценки их перспектив», М., 1981.

92. *Кошенский О. А.* Материалы подсчета запасов россыпного золота по месторождению руч. Бурматов Ключ (по состоянию на 1.06.1999 г.), пос. Терней, 1999.

93. *Кошенский О. А.* Отчет о результатах поисковых и оценочных работ на россыпное золото на участке Бурматовском в Тернейском районе Приморского края в 1999–2002 гг., пос. Терней, 2002.

94. *Крамчанин А. Ф., Щербинин В. М.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Приморского края. Отчет партии Прогнозов за 1997–1998 гг. по теме: 03-06 Б.1.4/108 (16) 12.03/645 «Оценка и учет прогнозных ресурсов углей и других основных видов твердых полезных ископаемых Приморского края по состоянию на 1.01.1998 г.», Владивосток, 1998.

95. *Кречетов Ю. В., Молодченко В. Б.* Отчет о детальных поисковых работах на участке Бурматове за 1975–1977 гг., Владивосток, 1977.

96. *Куршев П. А.* Отчет о результатах геофизических работ Самаргинской геофизической партии за 1957–1960 гг., 1960.

97. *Латишин А. Г.* Геологический отчет за 2004–2005 гг. по результатам работ по объекту: «Анализ состояния, использования и перспектив развития минерально-сырьевой базы строительных материалов Сахалинской области по состоянию на 1.01.2004 г.», Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8280, 2005.

98. *Латишин А. Г.* Геологический отчет по объекту: «Геологическое изучение с подсчетом запасов строительного камня по участку недр “Южный Соколовский” Соколовского месторождения амфиболитов». Протокол № 67 от 13.07.2009 г. Южно-Сахалинск. ТФГИ № 8643, 2009.

99. *Латишин А. Г.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на строительный камень на участке недр “Пригородный” (лицензия ЮСХ 06120ТЭ)». Протокол № 18 от 9.06.2005 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8657, 2008.

100. *Латишин А. Г.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на строительные пески на участке недр “Успенский-II” Успенского месторождения» (лицензия ЮСХ № 06184 ТЭ). Протокол № 86 от 15 июня 2010 г., Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8736, 2010.

101. *Латишин А. Г.* Геологический отчет по объекту: «Геологоразведочные работы на участке недр “Почтовый” с подсчетом запасов строительного камня». Протокол ТКЗ № 98 от 11 апреля 2011 г., Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8893, 2011.

102. *Латишин А. Г.* Геологический отчет по объекту: «Поисковые работы на строительные пески на юге Сахалина (Анивский, Долинский и Корсаковский районы)». Протокол ТКЗ № 105 от 31 октября 2011 г., Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8894, 2011.

103. *Латишин А. Г.* Геологический отчет по объекту: «Проведение геологоразведочных работ по подтверждению объемов запасов полезных ископаемых для строительства завода керамического кирпича в с. Шебунино Невельского района». Контракт 1-2007. Протокол № 70 от 31 августа 2009 г., Южно-Сахалинск. ТФГИ № 8656, 2008.

104. *Латишин А. Г.* Геологический отчет по объекту: «Геолого-поисковые работы на строительный камень в Невельском районе», Южно-Сахалинск, ТФГИ № 9261, 2014.

105. *Латишин А. Г.* Геологический отчет по объекту: «Геологическое доизучение с подсчетом запасов строительного камня и скальных грунтов на участке недр “Кварцитовый

конус» Пригородного месторождения яшм по состоянию на 1.01.2012 г.» Протокол ТКЗ № 115 от 25 мая, Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8938, 2012.

106. *Лившиц М. Х.* Отчет о региональных сейсмических исследованиях по теме Д.8. 5/15-68. Южно-Сахалинск, ТЭ, 1969.

107. *Манаков А. В., Домашина В. Г.* и др. Отчет о результатах аэрогеофизических работ на участке Северном и других. Отчет Аэрогеофизической партии за 1978–1982 гг. – Пос. Кавалеро, 1982.

108. *Маргулис П. С., Пудиков Э. Г., Карней Г. И.* «Анализ и обобщение результатов морских геолого-геофизических работ, составление среднемасштабных геолого-геофизических карт по шельфу Юго-Западного Сахалина, выяснение особенностей геологического строения и перспектив нефтегазоносности Японского моря. Отчет по объекту 27/77-г. ВНПО «Южморгео», Южно-Сахалинск, 1978.

109. *Марковец Э. Н., Коломей И. С.* и др. Отчет о результатах аэромагнитной и аэрогаммаспектротрических работ, проведенных Корсаковской и Сахалинской партиями в 1976 г. Масштаб 1 : 50 000. Лист L-54. ТФ «Сахалинприродресурсы», 1977.

110. *Мартынов В. А., Чумаков М. М.* Отчет о геолого-геофизических работах, проведенных партией № 1/76-77 на Приточной площади Анивского района Сахалинской области в 1976–1977 гг., Южно-Сахалинск. ТФГИ № 5109, 1978.

111. *Меренков А. М., Ковтунович Ю. М., Лапшин А. Г.* и др. Количественная оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Сахалинской области по состоянию на 1.01.1998 г., Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7483, 1997.

112. *Митрофанова Л. И., Тузов В. П.* и др. Обобщение биостратиграфических и литологических данных по результатам геологоразведочных работ в Западно-Сахалинском осадочном бассейне с целью уточнения геологического строения кайнозойских отложений, перспективных на нефть и газ. ТФГИ № 8282, 2006.

113. *Михайлов В. А.* и др. Пояснительная записка к структурно-тектонической карте Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса масштаба 1 : 200 000. Отчет по теме Б.1.4/311/16*34-371 «Составление структурно-тектонической карты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса масштаба 1 : 200 000, как основы для прогнозно-металлогенической карты». Владивосток, 1983.

114. *Морозов А. Ю.* Оценка состояния месторождений питьевых и технических подземных вод в Нераспределенном фонде недр с целью приведения их запасов в соответствии с действующим законодательством на территории Сахалинской области. Протокол ТКЗ № 369 от 24.12.2014 г., Южно-Сахалинск, ТФГИ № 9231, 2014.

115. *Морозов А. Ю.* Отчет по геологическому изучению участка недр «Воинский Совхоз» с подсчетом запасов пресных подземных вод (по состоянию на 1.05.2009 г.). Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8706, 2009.

116. *Назаренко Л. Ф.* Объяснительная записка к Геологической карте Приморского края масштаба 1 : 500 000. Отчет Картографической партии по теме А. I.2/(16) 2–3/465 за 1986–1988 гг., Владивосток, 1988.

117. *Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А.* Геология Приморского края. Объяснительная записка к геологической карте Приморского края масштаба 1 : 500 000, Владивосток, 1991.

118. *Намакитанский В. В.* Геологические результаты гравиметрических исследований масштаба 1 : 200 000 в центральной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Отчет по работам Приморской партии за 1975–1977 гг. – Кавалеро, 1977.

119. *Намакитанский В. В.* Отчет специализированной гравиметрической партии № 7 о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, выполненной по договору с ПГО «Приморгеология» в 1979–1983 гг. на Самаргинском объекте (листы карты М-54-XXXI; L-54-I; L-54-VII), Кавалеро, 1983.

120. *Намакитанский В. В., Михайлова Г. И.* Геологические результаты гравиметрических исследований масштаба 1 : 200 000 в бассейнах рек Амгу, Максимовка, Соболевка, Кузнецова и Светловодная. Отчет по работам Приморской партии за 1974–1975 гг., Кавалеро, 1975.

121. *Науменко Б. А.* и др. Геологический отчет о ревизионно-методических работах с целью повышения эффективности геохимических исследований за 1982 г., Южно-Сахалинск, ТФГИ № 5765, 1983.

122. *Неволина С. И.* Палеоботаническая характеристика верхнемеловых–палеогеновых отложений бассейнов рек Самарги и Единки, Владивосток, 1973.

123. *Неволина С. И., Доруховская Э. А.* Систематизация коллекций и составление каталога ископаемой верхнемеловой флоры и триасовой фауны. Отчет Картосоставительской партии по теме № 521 за 1990–1992 гг., Владивосток, 1992.

124. *Николаева А. И.* Поиск донных газовых источников и газогидратов на западном склоне о. Сахалин (Татарский пролив, Японское море) и в заливе Терпения (Охотское море). Отчет по результатам экспедиционных исследований в 62-м рейсе НИС «Академик М. А. Лаврентьев» (19 июня–5 июля 2013 г.). ТОИ ДВО РАН, 2013.

125. *Овечкин В. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Светловодной, Максимовки, Амгу, Щербатовки. Листы L-53-59-В, Г; L-53-71-В, Г; L-53-72-В, Г; L-53-84-А, В, 1978.

126. *Обжиров А. И.* Отчет по результатам экспедиционных исследований в 56-м рейсе НИС «Академик М. А. Лаврентьев» (9–28 августа 2011 г.). Поиск донных флюидных и газовых источников на новых участках северо-восточного склона о. Сахалин и в заливе Терпения. ТОИ ДВО РАН, 2011.

127. *Обжиров А. И.* Поиск донных газовых источников и газогидратов на северо-западном склоне о. Сахалин (Татарский пролив, Японское море) и на западном склоне Курильского бассейна (Охотское море). Отчет по результатам экспедиционных исследований в 67-м рейсе НИС «Академик М. А. Лаврентьев» (17 июня–3 июля 2014 г.). ТОИ ДВО РАН, 2014.

128. *Оксенгорн Ф. С.* Отчет о результатах поисково-разведочного бурения на Анивской группе перспективных структур в 1999–2001 гг. (с подсчетом запасов природного газа по Благовещенскому, Заречному и пересчетом запасов газа по Южно-Луговскому месторождениям на 1.01.2002 г.), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7985, 2002.

129. *Оксенгорн Ф. С.* Отчет по оперативному подсчету запасов и ресурсов нефти Георгиевского (Ловецкого) месторождения – блока Георгиевской структуры и по оценке перспектив нефтегазоносности Георгиевской структуры в целом, Южно-Сахалинск, ТФГИ № 9345, 2007.

130. *Оксенгорн Ф. С., Цогоев А. М.* Отчет о результатах структурного бурения на Малинковой антиклинальной складке 1968 г., Южно-Сахалинск, ТФГИ № 3373, 1969.

131. *Окулов М. П.* Отчет о результатах сейсмо-, грави-, электроразведочных работ и геохимических поисков нефти и газа на Южно-Суусунайской площади Сахалинской области в 1991–1992 гг., г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7238, 1994.

132. *Олейников А. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Самарги. Геологический отчет Элазовской партии за 1969–1972 гг. Владивосток, 1972.

133. *Олейников А. В.* Кайнозойский вулканизм Среднего Сихотэ-Алиня: фации, вещественный состав, вулканы и структуры кайнозойского вулканизма Среднего Сихотэ-Алиня (канд. дисс.), Владивосток, 1976.

134. *Олейников А. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Жёлтой, Тохтинки, Самарги, Второй и мыса Туманного. Геологический отчет Туманного участка Северной партии за 1972–1975 гг., Владивосток, 1975.

135. *Олейников А. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Веньюковки, Кабаньей, Килоу (листы L-54-25-В, Г, 26-В; L-54-37-А,Б, 38-А; L-53-48-А,Б). Отчет Северной партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 за 1975–1979 гг., Владивосток, 1979.

136. *Олейников А. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Дагды, Коппи, Ботчи, Иссами и Второго Заура (листы М-54-121-В, Г; -133-А, Б, В, Г; -134-В; L-54-1-Б-(б, г); -2-А). Отчет Северной партии (Дагдинский участок) о результатах групповой геологической съемки и поисков масштаба 1 : 50 000 за 1979–1984 гг., Владивосток, 1984.

137. *Олейников А. В., Георгиев А. С.* Отчет о поисково-ревизионных работах, проведенных Куксинской партией в бассейне правых притоков среднего течения р. Самарги в 1968 г., Владивосток, 1969.
138. *Павленко И. В.* Геологическое изучение подземных вод для водоснабжения на участке недр Нижнелютогский в Анивском районе (по состоянию на 1.01.2017 г.) Лицензия ЮСХ 01539 ВП, Южно-Сахалинск, ТФГИ, 2016.
139. *Павлюткин Б. И.* Пояснительная записка к карте четвертичных отложений Приморского края масштаба 1 : 500 000. Отчет о работах за 1992–1997 гг. по теме № 01 А.1.2/(16) 01.01/575., Владивосток, 1997.
140. *Павлов Л. А., Галушка Н. В.* Отчет Ильинской партии по результатам структурно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 за 1968 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 3304, 1969.
141. *Петровская Н. Н.* Анализ фонда локальных нефтегазоперспективных объектов на шельфах Дальневосточных морей с целью их геолого-экономической оценки. Дальморнефтегеофизика, 2001.
142. *Петухов И. М.* Геологический отчет о работах Долинской геологосъемочной партии летом 1958 г. Владивосток, ТФГИ № 1382, 1960.
143. *Пляскин В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые Анаджаканского рудного узла. О результатах поисковых геолого-геофизических исследований масштаба 1 : 25 000 на южных флангах Комсомольского рудного района в 1982–1987 гг. (Секташский объект). Отчет ДВПГО, ГФЭ, ФГУ ТФИ по ДВФО Хабаровск, 1988.
144. Пояснительная записка к Геологической карте Приморского края. Масштаб 1 : 1 000 000 под ред. В. А. Бажанова, Ю. Н. Олейника, 1984. Фонды МГРЭ.
145. *Прокудин В. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфа западной части Татарского пролива от мыса Юма до мыса Медный. Отчет Шельфовой партии о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 шельфа Японского моря. Дальморгеология, Владивосток, 1995.
146. *Прядко А. Ф.* Изыскания подземных источников водоснабжения для г. Невельска и оценка эксплуатационных запасов подземных вод на участке Ловецкое, Южно-Сахалинск, ТФГИ № 3639, 1970.
147. *Прядко А. Ф.* Отчет о поисках и разведке йодных хлоридных натриевых минеральных вод в Анивском районе о. Сахалина. Отчет гидрогеологической партии по работам 1974–1977 гг. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 5064, 1977.
148. *Прядко А. Ф.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на питьевые подземные воды для обеспечения водоснабжения южных районов г. Южно-Сахалинска. ТФГИ № 8822, 2010.
149. *Прядко А. Ф.* Поисково-оценочные работы на подземные воды для обеспечения хозяйственно-питьевого водоснабжения пгт. Чехов Сахалинской области. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8592, 2008.
150. *Пуцин И. К.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Самарги. Геологический отчет Сабинской партии за 1970–1973 гг., Владивосток, 1973.
151. *Радюш В. М., Павлов Л. А.* и др. Геолого-геофизическая карта глубинного строения о. Сахалина и прилегающего шельфа масштаба 1 : 1 000 000. Листы N-54; M-54; L-54. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 5275, 1980.
152. *Речкина Т. С.* и др. Геологическое изучение пресных подземных вод на участке недр Нижнесиговский в районе с. Таранай Анивского городского округа сахалинской области (лицензия на право пользования недрами ЮСХ 01581 ВП), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 9417, 2016.
153. *Ривоиш Л. А., Добин М. А., Гриневицкий Г. В.* Отчет Дальневосточной аэромагнитной партии за 1957 г., 1957.
154. *Родионов А. Н., Давыдов В. П.* Пояснительная записка к прогнозным картам на золото и серебро масштаба 1 : 200 000 Самаргинского и Тернейского золоторудных районов. Отчет по теме № 248 «Составление прогнозных и металлогенических карт на золото Тернейского и Самаргинского районов в масштабе 1 : 200 000» за 1976–1977 гг., Владивосток, 1976.

155. *Родионов А. Н., Леликов Ю. Р., Трищенко С. А.* Отчет о результатах предварительных поисков в бассейнах рек Светлой и Каменки и детальных поисков на участках Средне-Кузнецовском, Медвежем и Быковском, проведенных Приморской поисковой партией в Тернейском районе в 1972–1973 гг., Владивосток, 1974.

156. *Родионов А. Н., Михайлова А. Г.* и др. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных Кузнецовской партией в бассейнах рек Кхуцин, Тахобе, Кузнецова, Свайн в 1970–1971 гг. (листы L-53-XVIII; L-54-XIII), Владивосток, 1972.

157. *Родионов А. Н., Назаренко В. Н.* Пояснительная записка к прогнозной карте на золото и серебро масштаба 1 : 500 000 Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и Алчанской зоны и прогнозным картам масштаба 1 : 200 000 Ольгинского и Кузнецовского золоторудных районов. Отчет по теме № 165 «Составление прогнозной карты на золото масштаба 1 : 500 000 Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса», Владивосток, 1977.

158. *Ростовский Ф. И.* и др. Прогнозно-металлогеническая карта Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Отчет Поисковой партии по теме V*Б.П.4/311(16)*41/463: «Составление прогнозно-металлогенической карты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса в масштабе 1 : 200 000» за 1986–1989 гг., Владивосток, 1989.

159. *Ротман В. К.* Металлогеническая карта Камчатки, Сахалина и Курильских островов масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка, Ленинград, 1984.

160. *Руденко Е. А., Подошвин В. Е.* Поиски питьевых подземных вод для обеспечения водоснабжения населения городов Холмска, Углегорска, Шахтерска Сахалинской области на период чрезвычайных ситуаций (с подсчетом запасов по состоянию на 1.09.2016 г.). Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7277, 2016.

161. *Рыбалко В. И.* и др. Мезозойский магматизм Восточного Приморья. Отчет по теме А.IV/(16)*4/410 «Формационный анализ мезозойских интрузивных образований Восточного Приморья» за 1983–1986 гг., Владивосток, 1986.

162. *Рязанцев А. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфа и побережья Японского моря от полуострова Дунай до бухты Успения. Партизанск, 1976.

163. *Рязанцев А. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфа и побережья Японского моря в пределах залива Петра Великого от полуострова Дунай до бухты Нарва. Партизанск, 1978.

164. *Рязанцев А. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфовой части листа К-53-VIII, Находка, 1997.

165. *Рязанцев А. А.* и др. Разработка региональных стратиграфических схем четвертичных отложений шельфа Японского, Охотского и Берингова морей (тематические работы по объекту 10/92). Дальморгеология, 1992.

166. *Рязанцев А. А.* и др. Стратиграфия четвертичных отложений шельфа Южного Приморья. Отчет Шельфовой партии о специализированных стратиграфических исследованиях, выполненных в 1979–1980 гг. Фонды ФГУГП «Приморская поисково-съёмочная экспедиция», 1980.

167. *Савицкий В. О.* Сравнительный анализ геологического строения седиментационных бассейнов Дальневосточного региона с целью выбора первоочередных направлений нефтегазописковых работ. Отчет по объекту 18/86. Южно-Сахалинск, трест «Дальморнефтегазгеофизразведка», 1987.

169. *Савицкий В. О., Куделькин В. В., Чуйко Л. С.* и др. Сравнительный анализ геологического строения седиментационных бассейнов Дальневосточного региона с целью выбора первоочередных направлений нефтегазописковых работ. Отчет по объекту 18/86. Южно-Сахалинск, трест ДМНГ, 1988.

170. *Сальников Б. А., Брутман Н. Я.* и др. Разработка региональных и детальных стратиграфических схем кайнозоя. Стратиграфическое обеспечение геологоразведочных работ на Сахалине и шельфе Дальневосточных морей. Отчет по теме Г-89. Оха, СахалинНИПИ, 1990.

171. *Свитенко В. С.* Отчет о результатах глубокого поискового бурения на нефть и газ на Северо-Невельской площади, 1967–1970 гг. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 3697, 1971.

172. *Свитенко В. С.* Отчет о результатах поискового бурения на нефть и газ на Южно-Невельской площади в 1961–1969 гг. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 3454, 1970.
173. *Свитенко В. С.* Отчет о результатах структурного бурения на Южно-Невельской площади (объекты 1 и 2), в 1961–1965 гг. (работа Южно-Невельской нефтеразведки в 1961–1965 гг.), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 2881, 1966.
174. *Семенов Е. Ф., Щербинин В. М., Узлов В. В.* Отчет о результатах работ по объекту «Переоценка прогнозных ресурсов золота коренного, золота россыпного, серебра, меди, свинца, цинка, титана, олова, вольфрама и плавикового шпата на территории Приморского края по состоянию на 1.01.2010 г., Владивосток, 2010.
175. *Сергиенко Т. Н.* Анализ фонда локальных нефтегазоперспективных объектов на шельфах Дальневосточных морей с целью их геолого-экономической оценки. Дальмор-нефтегеофизика, 1999.
176. *Сигов В. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Ягумы, Гаазы, Колу, Хулими, Агзу и Дзолу. Геологический отчет Ягуминской партии за 1969–1971 гг., Владивосток, 1972.
177. *Симоненко В. В.* Серебро в магматических породах самаргинской палеоостровной вулканической дуги. Информационный отчет, Владивосток, 1987.
178. *Скрипко В. М., Фоменко Н. Ф.* Пояснительная записка к Гидрогеологической карте масштаба 1 : 500 000 Приморского края. Отчет по теме 1.А.1.2/700(16) 04.02.01.НУ/504 за 1989–1994 гг., Владивосток, 1994.
179. *Соколова В. В., Оксенгорн Ф. С., Окулов М. П.* Отчет о результатах поисковых сейсморазведочных работ на Южно-Малинковой площади Сахалинской области в 1993 г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7277, 1995.
180. *Соловьева Л. В.* Оценка состояния подземных вод территории о. Сахалин и создание Гидрогеологической карты масштаба 1 : 500 000. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 4386, 2007.
181. *Стрючков В. В.* Геоэкологическое картирование масштаба 1 : 500 000 территории Сахалинской области (о. Сахалин), проведенное в 1991–2000 гг. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7790, 2000.
182. *Суслова В. В.* (отв. исп.). Подготовка к лицензированию континентального шельфа России на основе анализа его геолого-геофизической изученности и мониторинг недропользования Распределенного фонда недр. СПб., Фонды ВНИИОкеангеология, 2015.
183. *Сухорослов В. А.* Отчет о результатах глубокого поискового бурения на нефть и газ на Большой Холмской площади в 1963–1970 гг. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 4480, 1974.
184. *Сясько А. А.* и др. Отчет о результатах работ по объекту: «Оценка геологической, геохимической, геофизической изученности и подготовка обоснования ГДП-200 листов L-53-ХП, L-54-VII (Верхнебикинская площадь)». Владивосток, 2014.
185. *Сясько А. А.* и др. Отчет о результатах работ по объекту: «Создание геохимических основ на площади листов Госгеолкарты-200/2; ГДП-200 группы листов Дальневосточного федерального округа: N-51-XI (Гетканская площадь), P-55-XXIX,XXX (Детринская площадь), Q-1-XXI, XXII (Сеутканская площадь); ГДП-200 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листов L-53-ХП, L-54-VII (Верхнебикинская площадь), N-54-XX (Многовершинная площадь), P-59-XXVIII (Таманваямская площадь)» (1-й этап). Договор подряда № 2/15-4 от 8.06.2015 г. к Государственному контракту № 4/2015 от 15.05.2015 г.
186. *Темрюков П. П., Воронин Н. П.* и др. Отчет о результатах структурно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000, проведенных Охотской партией в 1974 г. Корсаковский район, Сахалинская область. Листы L-54-46-Б и L-54-47-А. ТФ «Сахалинприродресурсы», 1975.
187. *Трошкин О. П.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод на участке недр Озерский (по состоянию на 7.07.2007 г.) Протокол ТКЗ № 213, Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8399, 2007.
188. *Трошкин О. П.* Переоценка запасов подземных вод на участке недр Ильинский Правобережного месторождения по состоянию на 1.09.2013 г. (лицензия ЮСХ 01400 ВР), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 8361, 2013.

189. *Уткин В. П., Сорокин Б. К.* Геолого-структурные условия локализации золото-серебряного оруденения в южной части рудного Самаргинского района. Отчет по теме № 313 за 1978–1980 гг., Владивосток, 1980.

190. *Федотов Г. П.* и др. Комплексные региональные геофизические исследования в северо-западной части Японского моря и шельфа Приморья. Объект 16/85. ВМНПГО «Союзморгео», трест «Дальморнефтегазгеофизразведка», 1985.

191. *Федотов Г. П., Рязанова Т. В., Корнейчук В. В., Еремина Г. Ф., Валиева Н. Г.* Комплексные региональные геофизические исследования в северо-западной части Японского моря и шельфа Приморья. Отчет по объекту 16/85. Южно-Сахалинск, трест «Дальморнефтегазгеофизика», 1987.

192. *Федчин Ф. Г., Симаненко В. П.* Геология, петрохимия и геохимия меловых и палеогеновых вулканоплутонических комплексов самаргинского рудного района (Приморье). Научный отчет по разделу «Геохимические циклы олова, вольфрама, свинца и цинка в вулканоплутонических комплексах Главного синклинория и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса», тема: «Геохимические циклы советской части Тихоокеанского рудного пояса», Владивосток, 1975.

193. *Фурман В. А.* Предварительная разведка водозабора для промбазы ВПО «Сахалинморнефтегаз» в пос. Пригородном. Отчет Южной гидрогеологической партии о работах за 1986–1988 гг. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 6518, 1988.

194. *Фурман В. А., Кулаков В. В.* Отчет по эксплуатационной разведке водозабора «Луговое» с подсчетом эксплуатационных запасов подземных вод (по состоянию на 1.01.2002 г.), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7949, 2002.

195. *Фурман В. А.* Разведка Петропавловского месторождения пресных вод для г. Анивы (по состоянию на 31.03.2001 г.), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7792, 2001.

196. *Целяева Г. В., Сеницын С. В.* Отчет Вострецовской партии по разведке золотоносных россыпей р. Бурматов Ключ и кл. Бобково Самаргинского рудного района за 1977–1978 гг., пос. Рошино, 1978.

197. *Челноков А. Н., Челнокова Б. И.* Результаты региональной оценки прогнозных ресурсов минеральных вод Приморского края (по состоянию на 1.01.1995 г.). Отчет по участку Региональному за 1991–1994 гг., Владивосток, 1994.

198. *Харахинов В. В.* Анализ и обобщение результатов геологоразведочных работ на шельфе Сахалина и разработка рекомендаций на постановку дальнейших работ на нефть и газ. Отчет по теме Г-88. «СахалинНИПИморнефть», Оха, 1991.

199. *Чумаков Л. М., Воронина Н. М.* и др. Отчет о результатах геохимических поисков нефти и газа (ГПНГ) на Чистоводненской площади, проведенных ЦГХПНГ в 1990–1991 гг., г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 6905, 1991.

200. *Чумаков Л. М.* Отчет о результатах геохимических поисков нефти и газа на Центральном и Южном Сахалине, проведенных ЦГХПНГ в 1988 г. Листы М-54-V-VI; L-54-X, XI, г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 6655, 1989.

201. *Чумаков Л. М., Слостенков В. Н.* Отчет о результатах геолого-геохимического (на УВ) изучения Чапаевской площади, проведенного ГХП-8 в 1993 г. Лист L-54-46, 58, г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7278, 1995.

202. *Чумаков Л. М., Воронина Н. М.* и др., Отчет о результатах геохимических поисков нефти и газа (ГПНГ) на Чаплановской площади, проведенных ЦГХПНГ в 1989–1990 гг. Лист L-54-45, г. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 6771, 1990.

203. *Чумаков М. М.* Отчет о результатах структурного бурения на Анивской площади в 1975–1976 гг. в северной части Муравьевской депрессии. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 4868, 1977.

204. *Чумаков М. М.* Отчет о результатах структурного бурения на Восточном побережье полуострова Крильон, южной части Лозинской структуры и структурно-поискового бурения на Малинковской площади. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 4636, 1975.

205. *Чумаков М. М.* Отчет о результатах бурения структурного и поисково-структурного бурения в междуречье Таранай–Починка. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 4431, 1974.

206. *Шепелев А. С., Тузова Л. Ф.* Сводный отчет по теме: «Полезные ископаемые административных районов Сахалинской области», Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7423, 1996.

207. *Шестера Ю. П.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые шельфа западной части Татарского пролива. Отчет шельфовой партии о результатах геологической съемки масштаба 1 : 200 000 шельфа Японского моря в пределах листов L-54-I,II, VII, VIII в 1988–1990 гг. Дальморгео–Партизанск, 1990.

208. *Шлепкин Н. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Хулими, Заами, Болонку и Юхе. Геологический отчет Вознесенской партии за 1969–1972 гг., Владивосток, 1972.

209. *Щербинин В. М., Клюев В. К.* Пояснительная записка к прогнозно-металлогенической карте на олово Приморского края. Отчет по теме № 339 «Составление прогнозной карты на олово Приморского края масштаба 1 : 500 000 с врезками масштаба 1 : 200 000 для рудных районов», Владивосток, 1981.

210. *Эйриси Л. В., Трусов А. Н.* Определить первоочередные направления работ и дать оценку прогнозных ресурсов рудного золота Приморского края. Отчет по теме У5.1.4/501(16)/04.02.11.Н8/280 за 1986–1988 гг. по договору с ПГО «Приморгеология», Хабаровск, 1988.

211. *Юревич Э. А., Карталов Г. Е.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на цветные камни в Центральном Сахалине, на островах Шикотан и Монерон в 1979–1983 гг. Южно-Сахалинск, ТФГИ № 5752, 1983.

212. *Якушкин И. В., Сухорослов В. А.* Отчет по опытно-методической работе «Критерии поисков нефти и газа в нижнеэоценовых и палеогеновых отложениях юго-западной части Сахалина». Южно-Сахалинск, ТФГИ № 5001, 1977.

213. *Якшибаров С. Я.* Отчет о результатах геоэкологического картирования масштаба 1 : 50 000 Сусунайской депрессии (листы: L-54-34-Б,-В,-Г; L-54-46-А,-Б,-В,-Г), Южно-Сахалинск, ТФГИ № 7422, 1996.

Дополнительная литература

1. *Зенкина И. А.* Обоснование стратификации кайнозойских отложений присахалинского шельфа и методики геологической интерпретации морских геофизических исследований. Отчет по теме 45/81, 1981.

2. *Тузов В. П.* Обобщение биостратиграфических и литологических данных по результатам геологоразведочных работ на Южном Сахалине с целью расчленения и корреляции кайнозойских отложений, 1994.

3. *Шевцова Л. А.* Геологическое строение и инженерно-геологические условия шельфа Юго-Западного Сахалина от широты г. Невельска до мыса Крильон. Отчет шельфовой партии 1978–1979 гг. о комплексной инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 200 000 шельфа Юго-Западного Сахалина., 1979.

**Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов, гидрохимических аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа L-(53),54
Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Нефть и газ			
Нефть			
II-7-4	ММ	Георгиевское	Воронин, 2012ф
Нефть и газ			
II-7-2	П	Северо-Невельская структура	Воронин, 2012ф
II-8-78	П	Ковровская структура	Свитенко, 1971ф
III-7-11	П	Южно-Невельская структура	Свитенко, 1970ф
III-7-14	П	Шебунинская структура	Якушкин, 1977ф
III-8-7	СР	Залив Анива. Геофизическая аномалия (предположительно нефтегазоносная ловушка)	Государственная..., 2001
III-8-11	СР	Залив Анива. Геофизическая аномалия (предположительно нефтегазоносная ловушка)	Государственная..., 2001
I-7-1	СР	Шельф западного побережья о. Сахалин. Чеховский район. Геофизическая аномалия (предположительно нефтегазоносная ловушка)	Государственная..., 2001
II-7-1	СР	Шельф западного побережья о. Сахалин. Холмский район. Геофизическая аномалия (предположительно нефтегазоносная ловушка)	Государственная..., 2001
III-7-46	СР	Шельф западного побережья п-ова Крильон. Геофизическая аномалия (предположительно нефтегазоносная ловушка)	Государственная..., 2001
Газ горючий			
I-8-20	ММ	Айское	Воронин, 2012ф
II-8-89	ММ/Э	Благовещенское	Оксенгорн, 2002ф
II-8-90	ММ/Э	Заречное	Оксенгорн, 2002ф
II-8-92	ММ/Э	Южно-Луговское (с Золоторыбным блоком)	Оксенгорн, 2002ф
II-8-94	ММ/Э	Восточно-Луговское	Оксенгорн, 2002ф
II-8-13	П	Северо-Долинская структура	Воронин, 2012ф
II-8-57	П	Большехолмское	Сухорослов, 1974ф
II-8-83	П	Восточно-Ковровское (Лютюгская синклиналь)	Завадский, 1972ф
II-8-82	П	Луговская структура	Воронин, 2012ф
II-8-93	П	Малинковская структура	Чумаков, 1975ф
III-7-44	П	Кузнецовская структура	Воронин, 2012ф
III-8-6	П	Приточная структура	Мартынов, 1978ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Твердые горючие ископаемые			
Уголь каменный			
I-8-10	МС	Тихоновическое	Шепелев, 1996ф
I-8-15	МС/Э	Лопатинское (Синегорское)	Шепелев, 1996ф, Жаров, 1999ф
III-7-17	ММ	Первомайское	Шепелев, 1996ф
II-8-17	ММ	Костромское	Шепелев, 1996ф
III-8-5	П	Кирилловское	Шепелев, 1996ф
III-8-8	П	Ульяновское	Шепелев, 1996ф
Уголь бурый			
III-7-9	МС/Э	Горнозаводское (Невельское)	Шепелев, 1996ф, Жаров, 1999ф
I-7-7	ММ	Чеховское	Шепелев, 1996ф
I-8-17	ММ	Новоселовское	Шепелев, 1996ф
III-9-29	ММ	Новиковское	Шепелев, 1996ф, Жаров, 1999ф
I-8-5	ММ/О	Взморье	Шепелев, 1996ф
I-4-9	П	Маинское	Олейников, 1984ф
II-9-3	П	Тюнныйское	Шепелев, 1996ф
II-9-5	П	Лесное	Шепелев, 1996ф
III-4-17	П	Кузнецовское	Плахотник, 1962
III-9-4	П	Озерское	Шепелев, 1996ф, Жаров, 1999ф
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Железо			
III-3-1	РП	Участок шельфа Японского моря (устье р. Максимовка)	Овечкин и др., 1978ф; Геологическая..., 1994
III-4-10	РП	Участок шельфа Японского моря	Амельченко и др., 1976ф; Геологическая..., 1994
Железо, титан			
I-5-7	РП	Россыпь Васильева Речка	Иванова, 1996ф
I-5-8	РП	Россыпь Нельма	Иванова, 1996ф
I-5-9	РП	Россыпь Неми-Незаметный	Иванова, 1996ф
I-5-10	РП	Россыпь Кабарга	Иванова, 1996ф
I-5-13	РП	Россыпь Золотой-Туманный	Иванова, 1996ф
II-4-40	РП	Россыпь Пейская	Иванова, 1996ф
I-5-4	ШО	Шельф западного побережья Татарского пролива	Шельфовая..., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-7-3	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-25	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-30	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-31	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-36	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-37	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-38	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-43	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
М а р г а н е ц			
II-8-10	П	Сухоплетское	Жаров, 2000ф
II-8-29	П	Березовское	Жаров, 2000ф
Т и т а н			
I-5-11	РП	Устье р. Тохтинка	Олейников, 1975ф
Цветные металлы			
М е д ь			
II-8-47	П	Средне-Жуковское	Жаров, 2000ф
II-8-38	П	Верхне-Жуковское	Жаров, 2000ф, 9ф
I-4-2	ПМ	Река Сакбяза	Пушин, 1973ф
I-4-4	ПМ	Река Каменистая (Кадану)	Пушин, 1973ф
I-4-22	ВГХО	Левобережье р. Правая Незавидная (Прав. Ягума)–р. Иктохыни	Олейников, 1984ф; Сигов, 1972ф
М е д ь , ц и н к , с е р е б р о			
II-8-41	П	Красносельское	Жаров, 2000ф
II-8-46	П	Лиговское	Жаров, 2000ф
III-9-3	ПМ	Устье р. Горная	Жаров, 2000ф
М е д ь , ц и н к			
III-9-23	П	Новиковское	Жаров, 2000ф
М е д ь , м о л и б д е н			
I-4-8	ПМ	Приток р. Гафуса, истоки	Олейников, 1984ф Пушин, 1973ф
М е д ь , о л о в о			
I-4-28	П	Гуфе	Сигов, 1972ф
I-4-30	П	Гааза Малая	Сигов, 1972ф
С в и н е ц			
I-4-37	П	Зааминское	Плахотник, 1964 Шлепки, 1972ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-4-42	П	Высокое. Северный склон горы Заами	Шлепкин, 1972ф
I-4-53	П	Унтоовское	Шлепкин, 1972ф
III-4-12	ПМ	Бурливая, левый борт	Амельченко, 1976
III-4-13	ПМ	Сухая Речка	Амельченко, 1976
III-4-14	ПМ	Безымянный, правый приток р. Бурливая	Амельченко, 1976
С в и н е ц , ц и н к			
I-4-31	П	Река Кямбизи	Шлепкин, 1972ф
II-4-22	П	Шумный	Олейников, 1979ф
II-4-26	П	Приметный	Олейников, 1979ф
С в и н е ц , ц и н к , м е д ь			
I-4-13	П	Горелое (Бе)	Пушин, 1983ф, Олейников, 1972ф
III-7-41	ПМ	Виндисский	Жаров, 1999ф
С в и н е ц , о л о в о , ц и н к			
I-4-25	П	Вуэлля-Силени (Агзинское)	Сигов, 1972ф
С в и н е ц , з о л о т о , м е д ь			
II-4-14	ПМ	Единка, река	Давыдов, 1975ф
Ц и н к			
III-9-43	ПМ	1,5 км к югу от мыса Мраморный	Жаров, 2000ф
III-9-42	ПМ	2 км к югу от мыса Мраморный	Жаров, 2000ф
Ц и н к , с в и н е ц , м е д ь			
I-4-49	П	Ключа Узкого	Шлепкин, 1972ф
Н и к е л ь			
II-8-21	ПМ	Соколовский	Жаров, 2000ф
II-8-69	ПМ	Комиссаровский	Жаров, 2000ф
М о л и б д е н			
I-4-3	ПМ	Истоки Ядау	Олейников, 1984ф
III-9-37	ПМ	Междуречье Гарь–Сенокосная	Жаров, 2000ф
М о л и б д е н , м е д ь , з о л о т о			
I-4-36	П	Спрятанный	Косов, 1980
М о л и б д е н , в о л ь ф р а м			
I-4-1	П	Маи (южная часть)	Олейников, 1984ф
В о л ь ф р а м			
I-4-41	ПМ	Истоки руч. Конопелькин Ключ, район горы Средняя (1272,1)	Шлепкин, 1972

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-9-7	ПМ	Верховья р. Жуковка	Жаров, 2000ф
I-4-21	ШО	Вуэлля-Кемани	Сигов, 1972ф
II-8-19	ШО	Сокол-Буй	Жаров, 2000ф
II-8-44	ШО	Река Буря	Жаров, 2000ф
III-9-38	ШО	Смелый	Жаров, 2000ф
I-4-5	ШП	Правая Гафуса, верховья	Пушин, 1973ф
I-4-44	ШП	Истоки левого притока руч. Конопелькин Ключ	Шлепкин, 1972
I-4-40	ШП	Истоки руч. Конопелькин Ключ	Шлепкин, 1972
I-4-43	ШП	Река Болонку, приток р. Единка	Шлепкин, 1972
В о л ь ф р а м , о л о в о			
II-4-37	П	Трифоновский	Олейников, 1979ф
В о л ь ф р а м , б е р и л л и й			
I-4-24	П	Правая Ягума, река	Сигов, 1972ф
О л о в о			
I-4-46	П	Конопелькина Гора	Шлепкин, 1972ф
III-9-40	ПМ	Устье р. Смелая	Жаров, 2000ф
III-9-44	ПМ	Устье р. Мелкая	Жаров, 2000ф
II-4-2	ШО	Река Единка	Трепалина, 1957
О л о в о , с в и н е ц , ц и н к			
I-4-14	П	Верхнекуксинское (Куксинское-1)	Плахотник, 1954ф, 1964 Олейников, 1972ф
I-4-16	П	Куксинское-2	Плахотник, 1954ф, 1964
Р т у т ь			
II-4-29	П	Шустрый	Олейников, 1979ф
I-8-28	П	Кудрявое	Евсеев, 2006ф
II-8-6	П	Урочище	Жаров, 2000ф
II-8-9	П	Излучное	Жаров, 2000ф
II-8-27	П	Буйское	Жаров, 2000ф
III-8-2	П	Мерейское	Жаров, 2000ф
III-9-5	П	Гора Исаковка	Жаров, 2000ф
II-4-10	ПМ	Притор, ручей	Давыдов, 1975ф
I-8-9	ПМ	Баклановский 1 и 2	Жиляков, 1981ф
II-8-42	ПМ	Жуковский	Жаров, 2000ф
III-9-6	ПМ	Пихтовый I,II	Жаров, 2000ф
III-9-31	ПМ	Новиковский	Жаров, 2000ф
I-8-27	ШО	Северо-Суэнаиский	Жаров, 2000ф
II-8-37	ШО	Красносельский	Жаров, 2000ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-8-62	ШО	Южно-Сахалинский	Жаров, 2000ф
II-8-88	ШО	Верхнемерейское	Жаров, 2000ф
II-8-95	ШО	Мерейский	Жаров, 2000ф
III-9-1	ШО	Вавайский	Жаров, 2000ф
III-9-2	ШО	Языковский	Жаров, 2000ф
III-9-39	ШО	Сенокосный	Жаров, 2000ф
Мышьяк			
I-8-2	ПМ	Взморьевский	Данная работа
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы			
Бериллий			
I-4-26	ПМ	Руч. Бол. Охватывающий (Бол. Сьюый)	Иванов, Бурьянова, 1971ф; Сигов, 1972ф
Германий			
III-9-28	МС	Новиковское	Жаров, 2000ф
II-9-4	П	Лесновское	Жаров, 2000ф
III-9-26	П	Река Чёрная	Жаров, 2000ф
II-8-4	ПМ	Поле шахты Долинская	Галушка, 1978ф
II-8-18	ПМ	Участок Загорский	Галушка, 1978ф
III-7-10	ПМ	Река Амурская	Жаров, 2000ф
III-7-15	ПМ	Река Борисовка	Жаров, 2000ф
III-7-16	ПМ	Река Кетовая	Жаров, 2000ф
III-7-18	ПМ	Река Тихая	Жаров, 2000ф
III-7-21	ПМ	Река Первомайка	Жаров, 2000ф
III-7-23	ПМ	Участок Ивановский	Жаров, 2000ф
III-8-9	ПМ	Верховье р. Тамбовка	Жаров, 2000ф
III-8-10	ПМ	Руч. Графский	Жаров, 2000ф
III-9-13	ПМ	Верховье р. Воробьевка	Жаров, 2000ф
III-9-17	ПМ	Река Сахалинка	Жаров, 2000ф
III-9-24	ПМ	Чирковский	Государственная..., 1995
III-9-25	ПМ	Среднее течение р. Арсеньевка	Жаров, 2000ф
III-9-27	ПМ	Верхнее течение р. Мелкая	Жаров, 2000ф
III-9-33	ПМ	Мыс Евстафия	Жаров, 2000ф
III-9-34	ПМ	Устье р. Подсобная	Жаров, 2000ф
III-9-36	ПМ	Река Тихая	Жаров, 2000ф
Нийобий			
III-9-35	ПМ	Советский	Жаров, 2000ф, 9ф
Цирконий			
I-5-1	ШО	Шельф западного побережья Татарского пролива	Шельфовая..., 2005

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-5-3	ШО	Шельф западного побережья Татарского пролива	Шельфовая..., 2005
I-5-5	ШО	Шельф западного побережья Татарского пролива	Шельфовая..., 2005
II-4-38	ШО	Шельф западного побережья Татарского пролива	Шельфовая..., 2005
Редкие земли (без подразделения)			
I-4-11	ШП	Руч. Сагды, приток р. Сабу	Пуцин, 1973
I-4-17	ШП	Истоки руч. Прыткий (Вакхи), правый борт	Олейников, 1972
I-4-33	ШП	Междуречье Термакчи–Нижняя Болюнку	Шлепкин, 1972ф
I-4-50	ШО	Верховья рек Буя–Самаровский	Шлепкин, 1972ф
Благородные металлы			
Золото рудное			
I-4-29	П	Сохатка (Гааза), река, среднее течение, правый борт	Сигов, 1972ф
II-4-15	П	Коллективка, река	Давыдов, 1975ф
II-4-42	П	Быстрый	Амельченко, 1980ф, Родионов, 1981ф
I-7-5	П	Яблоновское	Жиляков, 1981ф
I-7-9	П	Красноярское	Государственная..., 1995
I-4-6	ПМ	Истоки р. Иссими	Олейников, 1984ф
I-4-7	ПМ	Истоки руч. Елизаровский	Олейников, 1984ф
I-4-10	ПМ	Одуи, река	Пуцин, 1973ф
I-4-27	ПМ	Сохатка (Гааза), река, истоки	Сигов, 1972ф
I-4-32	ПМ	Истоки р. Кямбизи	Шлепкин, 1972ф
I-4-39	ПМ	Водораздел Болонку-Конопелькин Ключ	Шлепкин, 1972ф
II-4-5	ПМ	Водопадный	Архипов, 1973ф
II-4-8	ПМ	Андаса	Архипов, 1973ф
III-4-4	ПМ	Угольный, устье	Амельченко, 1980ф
III-7-28	ПМ	Мыс Сивучий	Жаров, 2000ф
III-7-50	ПМ	Замирайловский (Замирайлова Голова)	Жаров, 2000ф
III-8-13	ПМ	Устье р. Птичья	Жаров, 2000ф
III-9-8	ПМ	Мыс Безымянный (мыс Трудный)	Жаров, 2000ф
Золото россыпное			
II-4-23	РМ/Э	Река Бурматов Ключ	Целяева, 1978ф; Кошенский, 1999ф, 2002ф; Баланс, 2017ф
II-4-11	РП	Коллективка, река	Родионов, 1981ф
II-4-20	РП	Комаринный, ручей	Олейников, 1979ф, Родионов, 1981ф
II-4-35	РП	Сухой, ручей	Олейников, 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-4-8	РП	Река Бобкова	Амельченко, 1976ф
III-4-9	РП	Участок шельфа Японского моря (севернее пос. Кузнецово)	Амельченко и др., 1976ф; Геологическая..., 1994
III-4-16	РП	Участок шельфа Японского моря (южнее пос. Кузнецово)	Амельченко и др., 1976ф; Геологическая..., 1994
III-4-18	РП	Участок шельфа Японского моря (севернее устья р. Каменка)	Амельченко и др., 1976ф; Геологическая..., 1994
III-3-2	РП	Участок шельфа Японского моря	Амельченко и др., 1976ф; Геологическая..., 1994
III-3-3	РП	Участок шельфа Японского моря (южнее устья р. Максимовка)	Амельченко и др., 1976ф; Геологическая...1994
III-3-4	РП	Участок шельфа Японского моря (южнее устья р. Максимовка)	Амельченко и др., 1976ф; Геологическая..., 1994
I-4-51	ШО	Ручей Мальтанка	Олейников, 1975ф
I-5-2	ШО	Шельф западного побережья Татарского пролива	Шельфовая..., 2005
I-5-6	ШО	Шельф западного побережья Татарского пролива	Шельфовая..., 2005
III-4-15	ШО	Медвежий, руч.	Амельченко, 1976ф
III-4-19	ШО	Сенокосная, река	Амельченко, 1976ф
II-4-3	ШО	Шельф западного побережья Татарского пролива	Шельфовая..., 2005
II-4-9	ШО	Шельф западного побережья Татарского пролива	Шельфовая..., 2005
III-7-1	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-4	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-19	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-12	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-22	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-24	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-26	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-33	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-34	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-35	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-39	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-40	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-7-42	ШО	Шельф западного побережья п-ова Крильон	Жаров, 2000ф
III-9-14	ШО	Гремучий	Жаров, 2000ф
III-9-32	ШО	Мыс Евстафия	Жаров, 2000ф
III-7-29	ВГХО	Монерон 1	Жиляков, 1969ф
III-7-32	ВГХО	Монерон 2	Жиляков, 1969ф
Золото, медь, вольфрам			
II-4-7	П	Туманный	Архипов, 1973ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Золото, вольфрам			
I-4-12	ПМ	Левобережье р. Бе, среднее течение	Пушин, 1973ф
II-4-6	ПМ	Устье р. Каменистая	
Золото, ртуть			
III-4-6	П	Прозрачный	Амельченко, 1980ф
Серебро			
III-7-48	ПМ	Мыс Кузнецова	Жаров, 2000ф
III-9-12	ПМ	Устье р. Водопадная	Жаров, 2000ф
Серебро, медь, золото			
I-4-18	П	Прыткий (Вакхи)	Олейников, 1972ф
II-4-1	П	Золотой	Олейников, 1975ф
Серебро, свинец, цинк			
I-4-47	П	Шумный	Косов, 1980
I-4-52	П	Туманное	Олейников, 1975ф
Серебро, сурьма			
I-4-34	ПМ	Река Кямбизи, левый борт	Шлепки, 1972ф
Серебро, висмут			
I-4-35	ПМ	Река Бол. Сохатка, левый борт	Шлепки, 1972ф
Серебро, золото			
II-4-17	ММ	Ягодное	Косов, 1980ф, 1983ф
II-4-31	ММ	Приморское	Косов, 1980ф, 1983ф
II-4-19	П	Павелицинское	Олейников, 1979ф; Косов, 1980ф
II-4-21	П	Бурматов Ключ	Олейников, 1979ф; Кречетов, 1977ф
II-4-28	П	Фефеловское	Косов, 1983ф
II-4-33	П	Лужки	Косов, 1983ф
II-4-36	П	Прибрежное (Малая Кюма)	Олейников, 1979ф; Родионов, 1981ф
II-4-41	П	Ахами	Амельченко, 1980ф; Родионов, 1981ф
III-4-2	П	Скальный	Амельченко, 1980ф
III-4-3	П	Овал	Амельченко, 1980ф
III-4-7	П	Бобковское	Амельченко, 1976ф
I-4-38	ПМ	Руч. Шумный, верховья	Олейников, 1975ф
II-4-16	ПМ	Мохнатый, ручей	Олейников, 1979ф
II-4-25	ПМ	Верховье руч. Приустьевой	Олейников, 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
П л а т и н а			
II-8-20	ПМ	Соколовский	Жаров, 2000ф
Радиоактивные элементы			
Т о р и й			
I-4-23	ШО	Вуэлля-Кемани	Сигов, 1972ф
Комплексные гидролитохимические аномалии			
II-4-12	ГдХА	Бурматовская	Родионов, 1975ф; Олейников, 1979
II-4-13	ГдХА	Ягодная	Родионов, 1975ф; Олейников, 1979ф
II-4-18	ГдХА	Павелицинская	Родионов, 1975ф; Олейников, 1979ф
II-4-27	ГдХА	Приморская	Родионов, 1975ф; Олейников, 1979
II-4-30	ГдХА	Ручья Сухой, Крепостная	Родионов, 1975ф, 1976ф, 1977ф
II-4-39	ГдХА	Среднепейская	Родионов, 1977ф; Амельченко, 1980ф
III-4-1	ГдХА	Светлинская, Весенняя	Родионов, 1977ф; Амельченко, 1980ф
III-4-11	ГдХА	Прибрежная	Родионов, Амельченко, 1976ф
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Оптическое сырье			
К а л ь ц и т о п т и ч е с к и й			
I-7-2	П	Яблоневое	Жиляков, 1981ф
Химическое сырье			
Ф л ю о р и т			
III-4-5	ШО	Бобкова, ручей	Плахотник, 1962
Б а р и т			
II-4-34	ШО	Река Дагды	Родионов, 1976ф
А л у н и т			
I-4-48	П	Блеск	Олейников, 1975ф
II-4-24	П	Зинкин Луг	Олейников, 1979ф
II-4-32	П	Кюмское	Олейников, 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Керамическое и огнеупорное сырье			
А л е в р о л и т			
II-8-14	П	Малотакойское	Жаров, 2000ф
Абразивные материалы			
К о р у н д			
I-5-12	ПМ	Река Тохтинка	Плахотник, 1965
О п о к а и активные гидравлические добавки			
III-7-20	МК/Э	Шебунинское	Жаров, 2000ф
III-7-7	МС	Лопатинское	Жаров, 2000ф
I-7-4	ММ	Новоселовское	Государственная..., 1995
I-8-6	ММ	Взморьевское	Шепелев, 1996ф
II-8-85	ММ	Огоньковское	Жаров, 2000ф
II-9-6	ММ	Охотское	Жаров, 2000ф
I-4-19	П	Река Агзу	Олейников, 1972ф
I-4-20	П	Река Вайса	Олейников, 1972ф
Горнотехническое сырье			
А с б е с т х р и з о л и т о в ы й			
II-8-71	ПМ	Покровский	Жаров, 2000ф
Т а л ь к			
II-8-23	ПМ	Сокольский	Жаров, 2000ф
Ц е о л и т ы			
II-8-79	СМ/Э	Лютогское	Государственная..., 1995; Жаров, 1999ф
II-8-3	СМ	Чеховское	Высочин, 2012ф
II-8-60	П	Истринское	Государственная..., 1995; Жаров, 1999ф
I-4-15	П	Говорун (Чугуту), ручей	Олейников, 1972ф
II-8-91	П	Корсаковское	Государственная..., 1995; Жаров, 1999ф
Драгоценные и поделочные камни			
Х а л ц е д о н			
II-4-4	РП	Зеленый мыс	Олейников, 1975ф
А г а т			
III-7-27	РМ	Остров Монерон, бух. Кологераса	Жаров, 2000ф
III-7-27	РМ	Остров Монерон, к югу от мыса Сивучий	Жаров, 2000ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
III-7-27	РМ	Остров Монерон, бух. Чупрова	Жаров, 2000ф
III-7-27	РМ	Остров Монерон, мыс Обсервации	Жаров, 2000ф
III-7-27	РМ	Остров Монерон	Жаров, 2000ф
IV-3-1	РП	Бух. Амгу	Олейников А. В. и др., 1975ф; Геологическая..., 1994
Кремни «рисунчатые»			
I-8-8	П	Неводское	Шепелев, 1996ф
I-8-16	П	Новоселовское	Шепелев, 1996ф
Конгломерат декоративный			
II-8-7	П	Излучное	Жаров, 2000ф
Серпентинит			
II-8-22	П	Сокол	Жаров, 2000ф
II-8-70	П	Комиссаровка	Жаров, 2000ф
Родонит			
II-8-11	П	Сухоплетское	Жаров, 2000ф; Евсеев, 2006ф
II-8-30	П	Березовское	Жаров, 2000ф; Евсеев, 2006ф
II-9-2	П	Симинское	Жаров, 2000ф
Ксонотлит			
III-9-9	П	Водопадное	Жаров, 2000ф
Янтарь (россыпи) непромышленные			
I-8-4	РП	Взморьевская	Шепелев, 1996ф; Жиляков, 1981ф
I-8-13	РП	Фирсовская	Шепелев, 1996ф; Жиляков, 1981ф
I-8-19	РП	Айская	Иванова, 1992ф
I-8-21	РП	Найбинская	Шепелев, 1996ф
I-8-22	РП	Стародубская	Шепелев, 1996ф
I-8-24	РП	Пасечная	Шепелев, 1996ф
II-8-1	РП	Река Вяз	Жаров, 2000ф
II-9-1	РП	Остромысовская	Жаров, 2000ф
III-7-49	РП	Мыс Замирайлова Голова	Жаров, 2000ф
IV-7-1	РП	К югу от мыса Замирайлова Голова	Жаров, 2000ф
IV-8-1	РП	10 км к северо-западу от мыса Крильон	Жаров, 2000ф
IV-8-2	РП	6 км к северо-западу от мыса Крильон	Жаров, 2000ф
IV-8-3	РП	3 км к северо-западу от мыса Крильон	Жаров, 2000ф
IV-8-4	РП	Мыс Крильон	Жаров, 2000ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Строительные материалы			
Магматические породы			
Кислые интрузивные породы			
I-8-1	ММ/Э	Арсентьевское	Лапшин, 2005ф
III-7-45	ММ	Гора Круглая	Лапшин, 2014ф
III-9-45	ММ	Анивское	Лапшин, 2014ф
Средние интрузивные породы			
I-7-8	ММ	Чеховское	Лапшин, 2005ф
I-8-11	ММ	Дудинское	Шепелев, 1996ф
II-8-26	МС/Э	Садовниковское	Лапшин, 2005ф
II-8-24	МК	Пионерское	Лапшин, 2005ф
II-8-36	ММ	Гора Невельского	Лапшин, 2014ф
II-8-55	ММ/Э	Почтовое	Лапшин, 2005ф
III-7-47	ММ	Сакура	Лапшин 2014ф
III-8-12	ММ	Птичий базар	Лапшин 2014ф
Основные и ультраосновные породы			
I-8-7	ММ	Арсентьевское (участок 3)	Лапшин, 2005ф
I-8-18	МК	Спамбергское	Жилияков, 1981ф
II-8-16	ММ/Э	Соколовское	Лапшин, 2009ф
II-8-25	ММ/Э	Старорусское	Лапшин, 2005ф
II-8-31	ММ	Симаковское	Шепелев, 1996ф
Перлиты			
I-4-45	ММ	Буи	Шлепкин, 1972ф
Карбонатные породы			
Мрамор			
III-9-41	ММ	Белый Камень	Жаров, 2000ф
Известняк			
I-7-3	ММ	Сергеевское	Государственная..., 1995ф
II-8-72	ММ	Чапаевское	Жаров, 2000ф
III-9-15	ММ	Остринское	Жаров, 2000ф
III-9-16	ММ	Лисье	Жаров, 2000ф
III-9-18	ММ	Дорожное	Жаров, 2000ф
III-9-19	ММ	Найенское	Жаров, 2000ф
III-9-20	ММ/О	Островское	Жаров, 2000ф
III-9-22	ММ	Халимоновское	Жаров, 2000ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
Диатомиты			
II-8-73	П	Пожарское (Чаплановское)	Жаров, 2000ф
II-8-87	П	Брянское	Жаров, 2000ф
Глинистые породы			
Глины, суглинки, алевролиты кирпичные			
I-8-12	ММ	Дудинское	Шепелев, 1996ф
II-8-49	ММ	Путинское	Жаров, 2000ф
III-7-6	ММ/Э	Карьер Лопатинский	Лапшин, 2014ф
III-7-13	ММ	Горнозаводское	Жаров, 2000ф
III-9-30	ММ	Новиковское	Жаров, 2000ф
Глины, суглинки, аргиллиты, алевролиты керамзитовые и аглопоритовые			
I-8-3	ММ	Взморьевское бентонитовых глин	Шепелев, 1996ф
II-8-5	МС	Быковское	Жаров, 2000ф
II-8-15	МС	Конотойское	Жаров, 2000ф
II-8-48	ММ	Холмское	Шепелев, 1996ф
II-8-43	МС	Горловское	Жаров, 2000ф
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
II-8-51	ММ/Э	Путинское	Лапшин, 2005ф
II-8-64	ММ	Троицкое (Троицкое Восточное)	Лапшин, 2005ф
II-8-75	ММ	Успенское	Лапшин, 2005ф
Щебень (яшма)			
III-8-4	ММ	Пригородное (Кварцитовый конус)	Лапшин, 2005ф
III-9-7	ММ	Дорожное	Жаров, 2000ф
III-9-10	ММ	Суловское	Жаров, 2000ф
III-9-11	ММ	Ягодное	Жаров, 2000ф
III-9-21	ММ	Островское	Жаров, 2000ф
Песок строительный			
II-8-74	ММ/Э	Успенско-Троицкое	Лапшин, 2005ф
Песчаник			
II-7-3	ММ	Невельское	Лапшин, 2014ф
II-7-5	ММ	Ловецкое	Лапшин, 2014ф
II-7-6	ММ	Антоновское	Лапшин, 2014ф
II-8-28	ММ	Синегорское	Лапшин, 2005ф
II-8-65	ММ	Зыряновское	Лапшин, 2014ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-8-76	ММ	Совиное	Лапшин, 2014ф
II-8-52	ММ	Владимировское	Лапшин, 2005ф
II-8-34	ММ	Разъезд 11-й километр	Лапшин, 2005ф
II-8-81	ММ/Э	Петропавловское, уч. Артек	Лапшин, 2005ф
III-7-2	ММ/Э	Колхозное	Высочин, 2008ф
III-8-3	ММ/Э	Участок Пригородный	Лапшин, 2005ф
Прочие ископаемые			
К в а р ц и т			
II-8-53	ММ/Э	Буреинское	Лапшин, 2005ф
II-8-67	МК/Э	Лиственичное	Лапшин, 2005ф
II-8-68	ММ	Майорское	Лапшин, 2005ф
С л а н ц ы м е т а м о р ф и ч е с к и е			
I-8-26	ММ	Стародубское	Лапшин, 2005ф
II-8-8	ММ/Э	Орское	Лапшин, 2005ф; Высочин, 2008ф
II-8-32	ММ	Сусунайское	Лапшин, 2005ф
II-8-45	ММ	Красносельское (Ново-Александровское)	Шепелев, 1996ф
II-8-56	ММ/Э	Луговское	Лапшин, 2005ф
II-8-58	ММ/О	Уюновское	Шепелев, 1996ф
II-8-63	ММ	Южно-Сахалинское II	Лапшин, 2005ф
II-8-77	МК/Э	Чапаевское	Лапшин, 2005ф
Г л а у к о н и т			
II-9-8	ММ	Река Шаха	Жаров, 2000ф
II-8-12	П	Рогулинское	Шепелев, 1996ф
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ			
Минеральные промышленные			
Й о д н о б р о м н ы е			
I-8-23	С	Северо-Поярковская	Полезные, 2001
Минеральные лечебные и лечебно-столовые			
II-8-35	ММ/Э	Синегорское	Евсеев, 2006ф
II-8-80	ММ/Э	Чапаевское	Жаров, 2000ф
I-7-6	И	Устье р. Арканзас	Государственная..., 1995
I-8-14	И	Черная Речка	Евсеев, 2006ф
I-8-25	И	Река Душ	Государственная..., 1995
II-8-2	И	Слюдяной	Жаров, 2000ф
II-8-33	И	Антоновский	Жаров, 2000ф
II-8-40	И	Южно-Сахалинский грязевый вулкан	Государственная..., 1995

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-8-50	И	Река Яр	Государственная..., 1995
II-8-54	И	Холмские	Государственная..., 1995
II-8-59	И	Чусовские	Полезные, 2001
II-8-61	И	Правдинские	Жаров, 2000ф
II-8-66	И	Зырянские	Жаров, 2000ф
III-7-5	И	Невельские	Евсеев, 2006ф
III-7-8	И	Амурские	Жаров, 2000ф
Термальные (теплоэнергетические) t 20-70 °С			
II-8-23	С	Северо-Поярковская	Евсеев, 2006ф
Питьевые пресные			
II-8-84	ММ/Э	Нижнелютогское	Павленко, 2016ф
II-8-86	ММ	Анивское (Мандаринковское)	Прядко, 1977ф
III-8-1	ММ/Э	Нижнесиговское	Речкина, 2016ф
Грязи лечебные			
II-8-39	ММ	Южно-Сахалинский грязевой вулкан	Жаров, 2000ф

Принятые сокращения: Коренные месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое. Россыпные месторождения: РМ – малое. Промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь): Э – эксплуатируемое; О — отработанное (выработанное); разведанные и неосвоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности. П – проявления; РП – россыпные проявления; ПМ – пункт минерализации; И – источник; С – скважина; шлиховые: ореолы – ШО; геохимические ореолы: вторичные – ВГХО; ГдХА – комплексные гидролитохимические аномалии; СР – геофизические аномалии по данным сейсморазведки.

Россыпные месторождения, проявления и шлиховые ореолы золота также показаны на карте четвертичных образований.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов, гидрохимических аномалий, показанных на карте четвертичных образований листа L-(53),54 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Твердые горючие ископаемые			
Т о р ф			
I-8-39	МК	Лебяжье	Шепелев, 1996ф
I-8-44	МК/Э	Ручьи	Евсеев, 2006ф
I-8-46	МК	Костромское	Евсеев, 2006ф
II-8-102	МК	Такое-Первое	Евсеев, 2006ф
II-8-97	МК	Клюквенное	Евсеев, 2006ф
III-9-50	МК	Вавайское	Жаров, 2000ф
II-8-128	МК/Э	Лиственичное	Евсеев, 2006ф
II-8-129	МК	Мицулевское	Жаров, 2000ф
II-8-136	МК/Э	Озерецко-Песочное	Евсеев, 2006ф
II-8-105	МС	ТОЗ	Евсеев, 2006ф
II-8-107	МС	Восточное	Евсеев, 2006ф
II-9-15	МС	Айрупское	Жаров, 2000ф
I-8-31	ММ	Ильинское	Шепелев, 1996ф
I-8-30	ММ	Двуречье	Шепелев, 1996ф
II-9-12	ММ	Болотное	Шепелев, 1996ф
III-7-53	ММ	Линевое	Шепелев, 1996ф
III-8-17	ММ	Первый Ключ (Кирилловское)	Евсеев, 2006ф
I-5-14	П	Ботчи	Плахотник, 1965
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
II-8-123	П	Троицкое, участок № 1	Жаров, 2000ф
II-8-127	П	Троицкое, участок № 2	Жаров, 2000ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Керамическое и огнеупорное сырье			
Глины огнеупорные и керамические			
II-8-106	П	Буй	Жаров, 2000ф
Строительные материалы			
Глинистые породы			
Глины, суглинки, алевролиты кирпичные			
I-7-10	ММ	Чеховское	Государственная, 1995
I-8-36	ММ	Томаринское	Государственная, 1995
I-8-29	ММ	Ильинское	Жаров, 2000ф
I-8-43	ММ	Стародубское	Жаров, 2000ф
II-8-98	ММ	Покровское	Жаров, 2000ф
II-8-101	ММ	Костромское	Жаров, 2000ф
II-8-111	ММ	Симаковское	Жаров, 2000ф
II-8-112	ММ	Березняковское	Жаров, 2000ф
II-8-117	ММ	Ново-Александровское	Жаров, 2000ф
II-8-126	ММ	Хомутовское	Жаров, 2000ф
II-8-132	ММ	Анивское (Петропавловское)	Жаров, 2000ф
III-7-52	ММ	Полярковское	Жаров, 2000ф
III-7-54	ММ	Шебунинское	Жаров, 2000ф
III-8-14	ММ	Мерейское	Жаров, 2000ф
III-9-46	ММ	Березовское	Жаров, 2000ф
III-9-49	ММ	Озёрное	Жаров, 2000ф
III-9-51	ММ	Муравьевское	Жаров, 2000ф
Глины, суглинки, аргиллиты, алевролиты керамзитовые и аглопоритовые			
I-8-37	ММ/Э	Томаринское	Государственная..., 1995
I-8-42	ММ	Стародубское	Жаров, 2000ф
II-8-131	ММ	Мицулевское	Жаров, 2000ф
Глины красочные и другие минеральные краски			
II-8-121	ММ	Дальнинское	Жаров, 2000ф
II-8-104	П	Сокольское	Жаров, 2000ф
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
I-8-34	ММ	Ильинское Южное (Ильинское III)	Лапшин, 2014ф
I-8-35	ММ	II-е Ильинское	Лапшин, 2014ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
II-8-99	ММ	И-е Ильинское (Углезаводское)	Лапшин, 2014ф
II-8-103	ММ	Сокол II	Лапшин, 2014ф
II-8-108	ММ	Большой Такой	Лапшин, 2014ф
II-8-109	ММ	Березняковское	Лапшин, 2005ф
II-8-110	ММ	Большой Такой II	Лапшин, 2014ф
II-8-114	ММ	Ключевское	Лапшин, 2014ф
II-8-115	ММ	Ново-Александровское, участок 3	Лапшин, 2005ф
II-8-116	ММ	Чиксановское	Лапшин, 2005ф
II-8-118	ММ	Ново-Александровское, участок 2	Лапшин, 2005ф
II-8-119	ММ	Луговское	Лапшин, 2014ф
II-8-120	ММ	Южно-Сахалинское	Лапшин, 2014ф
II-8-122	ММ/Э	Сусунайское	Лапшин, 2014ф
II-8-124	ММ/Э	Еланьское (Осаевское)	Лапшин, 2014ф
II-8-125	ММ	Хомутовское	Лапшин, 2005ф
II-8-134	ММ	Воскресенское	Лапшин, 2014ф
II-8-137	ММ/Э	Участок 15–16 км	Лапшин, 2014ф
III-8-16	ММ	Таранайское	Лапшин, 2014ф
Песок строительный			
II-8-100	МК/Э	Пионерское	Лапшин, 2014ф
II-9-14	МС/Э	Охотское	Лапшин, 2014ф
I-8-33	ММ/Э	Ильинское	Лапшин, 2014ф
I-8-38	ММ/Э	Взморье-Стародубское	Лапшин, 2014ф
I-8-45	ММ	Покровское	Лапшин, 2014ф
II-8-138	ММ	Анивское	Лапшин, 2014ф
II-8-141	ММ	Золоторыбное	Лапшин, 2014ф
II-9-9	ММ	Жуковское	Лапшин, 2005ф
II-9-10	ММ	Долинское	Лапшин, 2014ф
II-9-11	ММ/Э	Лесновское	Лапшин, 2014ф
III-7-51	ММ	Горнозаводское	Лапшин, 2014ф
III-8-15	ММ	Пригородное (Корсаковское, Мерейское)	Лапшин, 2014ф
III-9-48	ММ	Муравьевское	Лапшин, 2005ф
III-9-52	ММ	Новиковское	Лапшин, 2014ф
III-9-53	ММ	Южное (Три Камня)	Лапшин, 2014ф
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ			
Воды питьевые пресные			
II-8-130	МС/Э	Мицулевский водозабор	Трошкин, 2013ф
I-8-32	ММ/Э	Правобережное	Трошкин, 2013ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник по списку литературы
I-8-41	ММ/Э	Чеховское	Трошкин, 2013ф
II-7-7	ММ/Э	Ловецкое	Трошкин, 2013ф
II-8-96	ММ/Э	Найбинское	Трошкин, 2013ф
II-8-113	МС/Э	Южно-Сахалинское	Трошкин, 2013ф
II-8-133	ММ/Э	Петропавловское	Трошкин, 2013ф
II-8-140	ММ/Э	Мерейское, участок Центральный	Трошкин, 2013ф
III-9-47	ММ/Э	Озерское	Речкина, 2016ф
Грязи лечебные			
II-9-13	МК/Э	Озеро Изменчивое	Жаров, 2000ф
I-8-40	ММ	Стародубское	Шепелев, 1996ф
II-8-135	ММ	Эстуарий р. Цунай	Жаров, 2000ф
II-8-139	ММ	Анивское	Жаров, 2000ф

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

Индекс объекта, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Запасы						Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)	Источник
				A	B	C ₁	C ₂	Сумма A + B + C ₁	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃ / D ₂				
2.1. Верхнесамаргинско-Коппинский прогнозируемый молибденово-вольфрамово-меднорудный район																
2.1.1	<i>Верхнеботчинский прогнозируемый полиметаллически-вольфрамово-молибденоворудный узел</i>	Mo	тыс. т									28*	313	136	2,3	ГК-1000/3
		WO ₃	тыс. т									14*	14		0,12	
I-4-1	Проявление Май	Mo	тыс. т								285*					
2.2. Самаргинский медно-золото-серебрянорудный район																
2.2.1	<i>Зааминский прогнозируемый медно-золоторудный узел</i>	Au	т									150*	150	920	0,163	ГК-1000/3
		Cu	тыс. т									2800*	2800		3,043	
2.2.2	<i>Венюковский золото-серебрянорудно-россыпной узел</i>	Ag	т									485*	558,3	970	0,58	ГК-1000/3
		Au	т									24*	34,69		0,036	
II-4-31	Приморское месторождение	Au	т			1,99	0,66		0,04	7,5	0,5					
		Ag	т			33,96	17,37		0,97	10	11					
II-4-23	Бурматов Ключ месторождение	Au рос.	т				0,004		0,023							
2.2.3	<i>Ягоднинский медно-золото-серебрянорудно-россыпной узел</i>	Ag	т							111		116*	227	470	0,483	ГК-1000/3
		Cu	тыс. т							10,9		160*	170,9		0,364	
		Au	т							4	6	23*	33		0,070	

Индекс объекта, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Запасы						Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)	Источник
				A	B	C ₁	C ₂	Сумма A + B + C ₁	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃ / D ₂				
2.2.3	<i>Ягоднинский медно-золото-серебрянорудно-россыпной узел</i>	Pb	тыс. т							21,4			21,4	470	0,046	ГК-1000/3
		Zn	тыс. т							10,1			10,1		0,021	
		Bi								8			8		0,017	
		Cd								0,135			0,135		0,0003	
		In								0,045			0,045		0,0001	
П-4-17	Ягодное месторождение	Au	т							4	6					
2.3. Кузнецовский золото-серебрянорудный район																
2.3.1	<i>Светлинский прогнозируемый медно-золото-серебрянорудно-россыпной узел</i>	Ag	т									1184*	1184	370	3,2	ГК-1000/3
		Au	т									9*	9		0,025	
3. Восточно-Приморская прогнозируемая золото-редкометалльная ильменит-магнетитовая россыпная минерагеническая зона																
3.0.1	<i>Самаргинский прогнозируемый ильменит-магнетитовый россыпной узел</i>	Fe	млн т										14,336	290	0,049	[Аленичев, 1993; Шестера, 1990]
		TiO ₂	млн т										3,86		0,013	
		ZrO ₂	тыс. т										39,5		0,136	
		∑TR	тыс. т										111		0,386	
		Sc	тыс. т										2,4		0,008	
I-5-13	РП Золотой-Туманный	Fe	млн т							5,3						[Аленичев, 1993; Шестера, 1990]
		TiO ₂	млн т							1,67						
		ZrO ₂	тыс. т							22,8						
		V ₂ O ₅	тыс. т							72,5						
		∑TR	тыс. т										112			
Sc	тыс. т										2,4					

Индекс объекта, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Запасы						Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)	Источник		
				A	B	C ₁	C ₂	Сумма A + B + C ₁	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃ / D ₂						
I-5-10	ПП Кабарга	Fe	млн т								53,8						[Аленичев, 1993; Шестера, 1990]	
		TiO ₂	млн т								0,98							
		ZrO ₂	тыс. т								8,9							
		V ₂ O ₅	тыс. т								70,7							
I-5-9	ПП Неми-Незаметный	Fe	млн т								3,4							
		TiO ₂	млн т								0,84							
		ZrO ₂	тыс. т								6,5							
		V ₂ O ₅	тыс. т								20							
I-5-8	ПП Нельма	Fe	млн т								1,8							
		TiO ₂	млн т								0,37							
		ZrO ₂	тыс. т								1,3							
		V ₂ O ₅	тыс. т								9,3							
I-5-7	ПП Васильева Речка	Fe рос. магн									0,036							
3.0.2	<i>Пейский прогнозируемый ильменит-магнетитовый россыпной узел</i>	Fe	млн т								0,7			0,7	44	0,015	[Аленичев, 1993; Шестера, 1990]	
II-4-40	ПП Пейское	Fe рос. магн	млн т								0,03							
4. Западно-Сахалинский каменно-буроугольный бассейн с цеолитами																		
4.0.1.	<i>Южный узел угленакопления</i>	Уголь каменный	млн т											514	890,74	798	1,12	
I-8-10	Тихоновическое месторождение	Уголь каменный	млн т			0,23												

Индекс объекта, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Запасы						Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)	Источник	
				A	B	C ₁	C ₂	Сумма A + B + C ₁	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃ / D ₂					
I-8-15	Лопатинское месторождение (подз.)	Уголь каменный	млн т				77,42	296,86									
	Лопатинское месторождение (откр.)	Уголь каменный	млн т				0,18	2,05									
4.0.2.	Первомайский узел угленакопления	Уголь каменный, бурый	млн т				88,0	492,4	64,0	186	884	262	1976,4	552	3,58		
III-7-17	Первомайское (подз.)	Уголь каменный	млн т			19,79	26,9										[Шепелев, 1996]
	Первомайское (откр.)	Уголь каменный	млн т			0,31	3,88										
III-7-9	Невельское (подз.)	Уголь бурый	млн т				5,4	450,4	76,9								
	Невельское (откр.)	Уголь бурый	млн т				0,07	21,9	0,8	0,8							
III-8-8	Ульяновское	Уголь каменный	млн т							41	318	83					
III-8-5	Кирилловское	Уголь каменный	млн т							29	249	83					
Вне узлов угленакопления																	
I-8-17	Новоселовское	Уголь бурый	млн т				3,27										[Шепелев, 1996]
II-8-17	Костромское	Уголь каменный	млн т				44,8*										[Семенов, 1970]

Индекс объекта, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Запасы						Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)	Источник
				A	B	C ₁	C ₂	Сумма A + B + C ₁	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃ / D ₂				
5. Центрально-Сахалинский буроугольный бассейн с цеолитами																
5.0.1	Тонино-Анивский буроугольный узел	Уголь бурый	млн т													[Государственная..., 2001]
	Новиковское (подз.)	Уголь бурый	млн т					2,6								
	Новиковское (откр.)	Уголь бурый	млн т					5,16								
6.1. Сусунайский цинково-медно-ртутнорудный район																
6.1.1	Северо-Сусунайский прогнозируемый ртутнорудный узел	Hg	тыс. т								3,9			176	0,02	[Государственная..., 2001]
П-8-9	Излучное	Hg	тыс. т								1,7*					
6.1.2.	Симинский прогнозируемый цинково-меднорудный узел	Cu	тыс. т									500		227	2,20	[Государственная..., 2001]
		Zn	тыс. т									50			0,22	
		Ag	т									5			0,02	
6.2. Тонино-Анивский германиевый рудный район																
6.2.1	Новиковский германиевый рудный узел	Ge	тыс. т			163,8					624	520		410	3,20	
		Au										4			0,007	
		Ag										80			0,143	

Индекс объекта, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Запасы						Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)	Источник	
				A	B	C ₁	C ₂	Сумма A + B + C ₁	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃ / D ₂					
III-9-28	Новиковское месторождение	Ge	тыс. т			0,16			1,09								
6.0.1.	<i>Островский прогнозируемый редкометалльно-цинково-медноколчеданный рудный узел</i>	Cu										250	250	22	11,36	[Государственная..., 2001]	
		Zn										25	25		1,136		
		Ag										2,5	2,5		0,113		
7. Крильонско-Монеронская прогнозируемая медно-серебро-золото-рудно-россыпная минерагеническая зона																	
7.0.3	<i>Южно-Крильонский прогнозируемый золото-медно-цинковый рудный узел</i>	Cu	тыс. т									800	800	604	1,32	[Государственная..., 2001]	
		Pb	тыс. т									400	400		0,66		
		Zn	тыс. т										400		400		0,66
		Au	т										40		40		0,07
		Ag	т										64		64		0,105
Вне рудных районов и узлов																	
II-8-79	Лютогское	Цеолиты	млн т			6,53	1,04				19,59	38,7					
II-8-3	Чеховское	Цеолиты	млн т			0,099					1,96						
ЯПОНОМОРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ																	
9. Западно-Сахалинская нефтегазоносная область																	
9.2. Ясноморский нефтегазоносный район																	
9.2.2	Холмско-Невельская нефтегазотермальная зона	УВ	млн т н. э. (геол./извл.)			6,7/0,67	46,8/4,7					24,6/13,5	78,1/18,9	1875	0,04/0,01		

Индекс объекта, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Запасы						Прогнозные ресурсы			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы + ресурсы/S)	Источник	
				A	B	C ₁	C ₂	Сумма A + B + C ₁	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃ / D ₂					
П-7-4	Георгиевское месторождение	Нефть	млн т (геол./извл.)			6,7/0,67	46,8/4,7										
9.2.3	Лютогская перспективная зона нефтегазонакопления	УВ	млн т н. э. (геол./извл.)									17,9/9,9	17,9/9,9	507	0,04/0,02		
9.2.5	Кузнецовская перспективная зона нефтегазонакопления	УВ	млн т н. э. (геол./извл.)									2,4/1,3	2,4/1,3	322	0,007/0,004		
ОХОТСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ																	
10. Южно-Сахалинская нефтегазонаосная область																	
10.0.1	Айская перспективная зона газонакопления	Газ	млн т н. э. (геол./извл.)									2,5/2,1	2,5/2,1	336			
10.0.4	Южно-Анивская газонаосная зона	Газ	млн т н. э. (геол./извл.)			1,8	0,75	2,55				5,8/5,1	8,3/5,1	583	0,014/0,009		

*Авторская оценка прогнозных ресурсов.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы, тыс. т Au, Ag – в т УВ – в млн т н.э.	
Горючие	Нефть, газ	Зон нефтегазонакопления – 5	D ₂	53,2/31,9	
	Каменный и бурый уголь	Узлов угленакопления – 2	P ₁	186	
		Узлов угленакопления – 2	P ₂	884	
		Узлов угленакопления – 2	P ₃	776	
Цветные металлы	Медь (Cu)	Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₁	10,9	
		Рудных районов – 3 Рудных узлов – 5	P ₃	4510	
	Свинец (Pb)	Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₁	21,4	
		Рудных узлов – 1	P ₃	400	
	Цинк (Zn)	Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₁	10,1	
		Рудных районов – 2 Рудных узлов – 3	P ₃	475	
	Ртуть (Hg)	Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₂	3,9	
	Висмут (Bi)	Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₁	8	
	Благородные металлы	Золото (Au)	Рудных районов – 1 Рудных узлов – 2	P ₁	11,5
			Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₂	6
Рудных районов – 3 Рудных узлов – 6			P ₃	250	
Серебро (Ag)		Рудных районов – 1 Рудных узлов – 2	P ₁	121	
		Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₂	11	
		Рудных районов – 4 Рудных узлов – 7	P ₃	1936,5	
Редкие металлы	Германий	Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₂	624	
		Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₃	520	
	Кадмий (Cd)	Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₁	0,135	
	Индий (In)	Рудных районов – 1 Рудных узлов – 1	P ₁	0,045	

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Гостгеолкарты прогнозируемых объектов
полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Молибден (Mo), вольфрам (WO ₃) Верхнеботчинский рудный узел	P ₃ –	P ₃ Mo – 28 тыс. т WO ₃ – 14 тыс. т	P ₃ Mo +28 тыс. т WO ₃ +14 тыс. т	Рудный узел рекомендован для производства геологического доизучения площадей масштаба 1 : 50 000 с сопутствующими поисками
1	Золото (Au), медь (Cu) Зааминский рудный узел	P ₃ –	P ₃ Au – 150 Cu – 2800 тыс. т	P ₃ Au +150 т Cu +2800 тыс. т	Рудный узел рекомендован для производства геологического доизучения площадей масштаба 1 : 50 000 с сопутствующими поисками, прогнозными-поисковыми работами на участках 1-й очереди (участки Шумный, Спрятанный, Туманный)
2	Серебро (Ag), золото (Au) Венюковский рудный узел (прогнозная площадь)	P ₃ Au – 18 т Ag – 300 т (по узлу в целом)	P ₃ Au – 24 т Ag – 485 т	P ₃ Au +6 т Ag +185 т	Разведка месторождения Приморское. Поисково-оценочные работы на участке Бурматов Ключ 1-й очереди
3	Серебро (Ag), медь (Cu), золото (Au) Ягоднинский рудный узел	P ₃ –	P ₃ Ag – 116 т Cu – 160 тыс. т Au – 23 т	P ₃ Ag +116 т Cu +160 тыс. т Au +23 т	ГДП-50 на площади узла с сопутствующими поисками. Поисково-оценочные работы на участке Павелицинский
4	Серебро (Ag), золото (Au) Светлинский рудный узел	P ₃ –	P ₃ Au – 9 т Ag – 1184 т	P ₃ Au +9 т Ag +1184 т	Поисково-оценочные работы на участках 1-й очереди

Петрогеохимическая характеристика магматических образований

Комплекс, свита	Водопадненский комплекс			Скальный комплекс			
	1	2	3	4	5	6	7
№ п/п							
Широта	46,521488	46,522067	46,530516	46,606248	46,604311	46,593272	46,595251
Долгота	143,52942	143,52958	143,5129	142,98191	143,03263	143,07528	143,079
Порода	Метагарцбургит серпентинизированный	Метагарцбургит серпентинизированный	Метагарцбургит серпентинизированный	Метабазальт спилитизированный	Метадолерит спилитизированный	Металейкобазальт спилитизированный	Метадолерит спилитизированный
Номер пробы	119-1	119-2	122	11	14	15	16
SiO ₂	40,9	37,3	38,3	43,3	50,8	47,9	50,9
Al ₂ O ₃	1,75	1,41	0,48	12,9	13,7	11,5	17,4
TiO ₂	<,01	<,01	<,01	3,67	0,97	0,44	2,85
Fe ₂ O ₃	4,16	5,54	5,67	5,37	3,17	2,97	2,03
FeO	3,56	2,75	1,78	5,48	8,64	1,88	6,99
Fe ₂ O ₃ общ	8,11	8,59	7,65	11,5	12,8	5,06	9,79
MnO	0,12	0,13	0,1	0,2	0,17	0,088	0,16
MgO	36,8	36,7	36,6	6,14	3,93	2,34	3,92
CaO	1,86	0,37	2,71	11,7	5,7	16	4,83
Na ₂ O	<,1	<,1	<,1	3,21	3,18	3,72	4,94
K ₂ O	0,046	0,054	0,038	1,54	0,56	0,57	1,94
P ₂ O ₅	<,05	<,05	<,05	0,75	0,14	0,19	0,74
ппп	9,87	13,2	13,7	5,09	8,16	12,1	2,5
Сумма	99,5	97,8	99,6	99,9	100	100	100
Микроэлементы, г/т							
Li							
Be	<1	<1	<1	2,89	1,28	<1	2,5
V	55,2	43,1	31,8	210	400	190	200
Cr	2270	2220	2000	75,2	26,8	65,5	28,1
Co				44,8	34,4	15	20,8
Ni				47,2	20,6	27,8	15,9
Cu	16,3	14,7	8,38	40,2	33,3	31,8	26,7
Zn	39,2	48,7	40,2				
Rb	<2	<2	<2	25	11,3	11,5	24,4

Комплекс, свита	Водопадненский комплекс			Скальный комплекс			
	1	2	3	4	5	6	7
Широта	46,521488	46,522067	46,530516	46,606248	46,604311	46,593272	46,595251
Долгота	143,52942	143,52958	143,5129	142,98191	143,03263	143,07528	143,079
Порода	Метагарцбургит серпентинизированный	Метагарцбургит серпентинизированный	Метагарцбургит серпентинизированный	Метабазальт спилитизированный	Метадолерит спилитизированный	Металейкобазальт спилитизированный	Метадолерит спилитизированный
Номер пробы	119-1	119-2	122	11	14	15	16
Sr	4,23	12,5	12,8	725	239	380	541
Y	0,71	0,34	0,19	30,5	18,6	15,4	34,5
Zr	3,14	1,79	2,4	284	40,7	44,8	306
Nb	<0,5	<0,5	<0,5	62,1	1,73	0,97	61
Mo	0,64	<0,6	<0,6	0,89	0,74	1,21	2,05
Sn	0,34	<0,2	0,28	2,39	1,18	1,08	2,87
Cs	0,12	<0,1	0,42				
Ba	3,59	5,87	6,04	683	46	702	915
La	<0,01	<0,01	<0,01	50,7	7,78	11,7	48,7
Ce	<0,01	<0,01	<0,01	105	16,2	20,9	97
Pr	<0,01	<0,01	<0,01	14	2,26	2,84	12,1
Nd	<0,01	<0,01	<0,01	58,1	11,1	11,7	50,2
Sm	0,021	<0,005	0,0063	10,9	2,95	2,68	10,2
Eu	0,0091	<0,005	<0,005	4,02	1,02	0,97	3,11
Gd	0,057	0,016	0,018	9,48	2,83	2,93	8,75
Tb	0,011	<0,005	<0,005	1,49	0,53	0,4	1,36
Dy	0,097	0,049	0,031	7,21	3,52	2,55	7,17
Ho	0,023	0,012	0,0062	1,18	0,66	0,51	1,31
Er	0,084	0,039	0,021	2,91	2,13	1,45	3,84
Tm	0,014	0,0069	<0,005	0,37	0,31	0,25	0,54
Yb	0,095	0,057	0,028	2	2,06	1,43	2,88
Lu	0,016	0,0094	0,0096	0,25	0,3	0,23	0,42
Hf	0,02	<0,01	0,019	7,89	1,31	1,52	7,37
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	4,2	<0,1	<0,1	3,68
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,97
Pb	1	1	<1				
Th	<0,1	<0,1	<0,1				
U	<0,1	<0,1	<0,1				

Комплекс, свита	Скальная толща	Новиковский комплекс			Татинский комплекс	Мачтовая толща	Нижнемонеронская толща
		9	10	11			
№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
Ширина	46,593857	46,522414	46,525994	46,529846	47,71986	47,71011	46,245456
Долгота	143,10515	143,53011	143,52986	143,52187	138,3229	138,19617	141,26605
Порода	Метабазальт спилитизированный	Габбро амфиболитизированное	Габбродолерит амфиболитизированный	Метадолерит амфиболитизированный	Диорит	Игниспумит риолита	Метаэффузив измененный
Номер пробы	19	119–3	119–4	121	17	43748	60–1
SiO ₂	31	52,2	46,4	45,3	63,8	74,8	47,9
Al ₂ O ₃	11,2	14,9	16,7	16,4	17	13,4	18,9
TiO ₂	2,03	0,67	0,67	0,52	0,43	0,19	0,81
Fe ₂ O ₃	4,27	2,1	1,63	1,56	1,22	<0,3	4,85
FeO	3,38	7,28	7,45	6,88	2,85	1,2	4,21
Fe ₂ O ₃ общ	8,02	10,2	9,89	9,2	4,39	1,58	9,52
MnO	0,12	0,16	0,16	0,14	0,12	0,053	0,16
MgO	3,85	5,43	7,64	6,86	1,84	0,62	3,25
CaO	21,1	10,3	13,5	16,2	3,78	0,84	11
Na ₂ O	2,2	4,12	1,59	1,88	3,7	4,46	3,36
K ₂ O	1,93	0,33	1,41	0,46	2,22	1,99	1,31
P ₂ O ₅	0,96	0,096	0,1	0,066	0,15	<0,05	0,12
ппп	17,5	1,63	2,02	3,12	2,35	1,84	3,88
Сумма	99,9	100	100	100	99,8	99,8	100
Li					30,1	–	
Be	2,08	<1	<1	<1	3,04	1,84	<1
V	130	255	255	245	84	–	280
Cr	38,1	86,8	137	54,5	19,2	17,6	43,4
Co	39,6				9,64	2,38	28,6
Ni	52				15,1	7,05	28,1

Комплекс, свита	Скальная толща	Новиковский комплекс			Татинский комплекс	Мачтовая толща	Нижнемонеронская толща
		9	10	11			
№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
Ширина	46,593857	46,522414	46,525994	46,529846	47,71986	47,71011	46,245456
Долгота	143,10515	143,53011	143,52986	143,52187	138,3229	138,19617	141,26605
Порода	Метабазальт спилитизированный	Габбро амфиболитизированное	Габбродолерит амфиболитизированный	Метадолерит амфиболитизированный	Диорит	Игниспумит риолита	Метаэффузив измененный
Номер пробы	19	119–3	119–4	121	17	43748	60–1
Cu	26,2	334	41,9	144	34,4	27,6	63,8
Zn		47,2	64,2	58,5	69,7	–	
Ge					1,14	–	
As					6,65	–	
Se					0,54	–	
Rb	42,3	2,58	12,9	4,53	72,6	70,5	39,9
Sr	297	513	590	335	508	231	391
Y	34	11,1	14,4	8,53	12,5	22,8	15,9
Zr	167	33	23,2	23,2	73,7	106	30,6
Nb	33,7	<0,5	<0,5	<0,5	8,14	7,01	1,06
Mo	1,4	1,56	<0,6	<0,6	1,44	0,93	0,76
Ag					0,098	–	
Sn	1,74	0,47	0,69	0,51	1,52	2,34	1,16
Sb					1,92	–	
Cs		0,24	0,19	0,37	3,04	–	
Ba	995	691	217	257	500	463	117
La	46,1	2,42	1,62	1,66	19,8	24,8	5,66
Ce	71,8	3,46	2,92	1,69	35,2	49	12,7
Pr	11,2	1,04	1,12	0,78	3,78	5,85	1,71
Nd	45,3	5,72	6,27	4,03	14,1	21,2	8,18

Комплекс, свита	Скальная толща	Новиковский комплекс			Татинский комплекс	Мачтовая толща	Нижнемоерон- ская толща
		9	10	11			
№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
Широта	46,593857	46,522414	46,525994	46,529846	47,71986	47,71011	46,245456
Долгота	143,10515	143,53011	143,52986	143,52187	138,3229	138,19617	141,26605
Порода	Метабазальт спилити- зированный	Габбро амфиболитизи- рованное	Габбродолерит амфи- болитизированный	Метадолерит амфи- болитизированный	Диорит	Игниспумит риолита	Метаэффузив измененный
Номер пробы	19	119–3	119–4	121	17	43748	60–1
Sm	8,55	1,61	1,93	1,24	2,39	3,92	2,53
Eu	3,11	0,6	0,68	0,5	0,88	0,8	0,91
Gd	8,11	1,91	2,27	1,44	2,33	4,03	2,46
Tb	1,2	0,32	0,4	0,25	0,35	0,68	0,46
Dy	6,99	1,97	2,59	1,53	2,11	3,94	2,9
Ho	1,21	0,43	0,55	0,33	0,45	0,74	0,56
Er	3,43	1,19	1,48	0,93	1,29	2,4	1,87
Tm	0,44	0,17	0,22	0,14	0,21	0,36	0,29
Yb	2,61	1,15	1,44	0,84	1,25	2,01	1,74
Lu	0,34	0,17	0,22	0,14	0,21	0,35	0,22
Hf	4,67	1,07	0,91	0,7	2,19	3,97	1,03
Ta	2,25	<0,1	<0,1	<0,1	0,68	0,89	<0,1
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,15	0,66	<0,5
Pb		3,08	3,07	2,72	19,2	–	
Th		0,26	0,15	0,15	6,22	–	
U		0,14	<0,1	0,11	2,06	–	

Комплекс, свита	Нижнемоперонская толща, Моперонская-1 скважина						
	№ п/п	15	16	17	18	19	20
Широта	46,245456						
Долгота	141,26605						
Порода	Долерит	Базальт	Метадолерит интен- сивно измененный	Гидроэкспловзивный туф базальта	Долерит	Долерит	Литокласт из туфа базальта
Номер пробы	60-3	60-5	60-6	60-7	60-10	60-16	60-19
SiO ₂	49,4	50,5	49,3	51,3	47,3	52,2	50,8
Al ₂ O ₃	21,5	19,1	21,2	17,1	18,7	16,4	19,3
TiO ₂	0,98	0,71	0,98	1,76	1,18	1,37	1,19
Fe ₂ O ₃	3,47	2,83	3,28	6,15	4,08	5,5	4,37
FeO	4,28	6,16	4,88	4,96	4,88	4,96	4,51
Fe ₂ O ₃ общ	8,22	9,67	8,7	11,7	9,5	11	9,37
MnO	0,13	0,18	0,13	0,18	0,17	0,21	0,16
MgO	3,68	4,17	3,99	3,69	3,97	3,02	3,73
CaO	9,73	8,72	9,23	7,13	9,91	8,12	9,29
Na ₂ O	3,73	3,46	3,67	4,45	4,02	2,45	3,63
K ₂ O	0,5	1,08	0,57	0,55	0,39	1,01	0,67
P ₂ O ₅	0,11	0,087	0,1	0,2	0,12	0,19	0,14
ппп	2,08	2,35	2,13	2,17	4,85	4,19	1,74
Сумма	100	100	100	100	100	100	100
Микроэлементы, г/т							
Li							
Be	1,13	<1	<1	<1	<1	<1	<1
V	230	270	240	350	280	230	300
Cr	24	24,9	25,7	11,4	35,7	10,2	32,8
Co	24,3	28,8	28,4	25,8	29,7	22,6	28,1
Ni	24,1	27,9	24,6	28,3	32,8	25,1	32,5
Cu	47,2	55,9	38,9	42,3	41,6	34,8	43,3
Rb	10	20,7	10,4	6,6	6,17	14,4	12,3
Sr	423	382	424	240	371	802	482
Y	15,5	17,4	16,1	27,5	18,4	27,5	21
Zr	33,1	31	32,7	55,8	33,2	60,7	41

Комплекс, свита	Нижнемоперонская толща, Моперонская-1 скважина						
№ п/п	15	16	17	18	19	20	21
Широта	46,245456						
Долгота	141,26605						
Порода	Долерит	Базальт	Метадолерит интенсивно измененный	Гидроэксплозивный туф базальта	Долерит	Долерит	Литокласт из туфа базальта
Номер пробы	60-3	60-5	60-6	60-7	60-10	60-16	60-19
Nb	1,35	0,92	1,6	3,11	1,61	3,09	1,65
Mo	0,63	0,7	0,61	0,76	<0,6	0,86	0,74
Ag							
Sn	1,04	1,07	0,96	1,15	0,96	1,18	1,24
Sb							
Cs							
Ba	70,3	145	90,8	105	114	138	138
La	4,3	4,77	4,29	7,26	4,11	7,63	5,74
Ce	10,5	11,7	10,5	18,1	10,3	18,8	14,4
Pr	1,36	1,57	1,4	2,53	1,49	2,59	1,83
Nd	7,19	6,94	7,25	13,2	8,2	13,2	9,85
Sm	2,04	2,35	2,33	3,95	2,48	3,75	3,13
Eu	0,92	0,89	0,85	1,55	0,93	1,46	1,07
Gd	2,27	2,3	2,22	4,2	2,62	3,94	3,08
Tb	0,4	0,42	0,4	0,68	0,5	0,69	0,53
Dy	2,64	2,91	2,68	4,6	2,85	5	3,43
Ho	0,56	0,55	0,56	0,93	0,59	1,01	0,7
Er	1,86	1,87	1,86	3,23	2,12	3,19	2,22
Tm	0,22	0,28	0,27	0,41	0,27	0,44	0,36
Yb	1,68	1,96	1,57	3,07	1,87	2,57	2,17
Lu	0,21	0,26	0,21	0,32	0,24	0,42	0,3
Hf	1,12	1,24	1,08	1,88	1,18	2,05	1,34
Ta	<0,1	<0,1	0,11	0,21	<0,1	0,21	0,1
W	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

Комплекс, свита	Приморский комплекс	Баппинский комплекс			Богопольский комплекс		Верхнеудоминский комплекс
		23	24	25	26	27	
№ п/п	22	23	24	25	26	27	28
Широта	47,8885	47,75959	47,99376	47,65927	47,67744	46,34158	47,57211
Долгота	138,58696	138,30724	138,52666	138,22706	138,26792	137,70834	138,62389
Географическая привязка	Дайка, р. Мал. Светлая	Массив Вуэлле-Кемани	Маинский массив				
Порода	Риолит	Монцодиорит, I фаза	Лейкогранит, III фаза	Гранит-порфир, III фаза	Риолит	Риолит	Кварцевый монцонит
Номер пробы	1030	207/1	1/40а	15/1	1026	50	1035/5
SiO ₂	76,3	54,6	77,3	78,6	76,1	79,9	61,8
Al ₂ O ₃	12,9	17	12,7	11,9	13,4	10,9	17,6
TiO ₂	0,11	1,2	0,093	0,033	0,023	0,25	0,83
Fe ₂ O ₃	0,73	2,58	<0,3	0,39	<0,3	2,03	2,65
FeO	0,29	6,39	1,02	<0,25	0,96	<0,25	2,02
Fe ₂ O ₃ общ	1,05	9,67	1,14	0,56	1,36	2,11	4,89
MnO	0,029	0,17	0,015	0,014	0,039	0,01	0,19
MgO	0,46	4,34	0,11	<0,1	0,13	0,18	1,85
CaO	0,46	7,77	0,42	0,25	0,6	0,041	3,59
Na ₂ O	2,3	2,82	3,44	2,81	3,13	1,07	5,27
K ₂ O	4,72	1,93	4,31	5,2	4,68	3,15	1,98
P ₂ O ₅	<0,05	0,24	<0,05	<0,05	<0,05	0,19	0,32
ппп	1,63	0,3	0,46	0,41	0,42	2,16	1,72
Сумма	100	100	100	99,8	99,9	100	100
Микроэлементы, г/т							
Li	32,6	–	–	–	20,6	22	8,67
Be	2,53	2,08	5,04	2,64	2,15	1,13	1,87
V	<2,5	240			<2,5	15,2	57,9

Комплекс, свита	Приморский комплекс	Баппинский комплекс			Богопольский комплекс		Верхнеудоминский комплекс
		23	24	25	26	27	
№ п/п	22	23	24	25	26	27	28
Широта	47,8885	47,75959	47,99376	47,65927	47,67744	46,34158	47,57211
Долгота	138,58696	138,30724	138,52666	138,22706	138,26792	137,70834	138,62389
Географическая привязка	Дайка, р. Мал. Светлая	Массив Вуэлле–Кемани	Маинский массив				
Порода	Риолит	Монцодиорит, I фаза	Лейкогранит, III фаза	Гранит-порфир, III фаза	Риолит	Риолит	Кварцевый монцитонит
Номер пробы	1030	207/1	1/40a	15/1	1026	50	1035/5
Cr	1,49	27	39,1	20,1	21,1	6,43	4,03
Co	0,86	25,3	0,69	<0,5	<0,5	<0,5	4,64
Ni	<1,0	20,9	7,63	6,41	<1,0	<1,0	<1,0
Cu	3,51	31,4	25,5	15,3	4,15	1,11	2,54
Zn	26,5	–	–	–	74,3	10,6	79
Ge	1,48	–	–	–	1,48	0,57	1,68
As	2,01	–	3,3	–	1,89	6,68	1,42
Se	0,78	–	–	–	1,5	0,47	1,45
Rb	143	55,5	180	185	148	106	36,2
Sr	30	512	26,5	14,4	24,5	82,1	533
Y	20,5	27,8	36,6	5,81	29,2	14,8	35
Zr	95,4	123	104	65,3	104	165	142
Nb	14,6	7,71	21,6	5,56	13,5	7,29	9,46
Mo	0,78	1,24	3,5	1,73	2,49	1,41	1,29
Ag	0,053	–	0,052	–	0,095	0,059	0,024
Sn	1,04	1,77	1,37	2,17	2,79	1,53	1,14
Sb	2,95	–	0,25	–	0,22	2,57	0,15
Cs	3,74	–	–	–	4,11	2,05	1,56
Ba	531	396	108	117	98,6	528	631

Комплекс, свита	Приморский комплекс	Баппинский комплекс			Богопольский комплекс		Верхнеудоминский комплекс
		23	24	25	26	27	
№ п/п	22	23	24	25	26	27	28
Широта	47,8885	47,75959	47,99376	47,65927	47,67744	46,34158	47,57211
Долгота	138,58696	138,30724	138,52666	138,22706	138,26792	137,70834	138,62389
Географическая привязка	Дайка, р. Мал. Светлая	Массив Вуэлле–Кемани	Маинский массив				
Порода	Риолит	Монцодиорит, I фаза	Лейкогранит, III фаза	Гранит-порфир, III фаза	Риолит	Риолит	Кварцевый монцонит
Номер пробы	1030	207/1	1/40a	15/1	1026	50	1035/5
La	27,3	19,7	30,2	3,21	22,1	7	23,2
Ce	53,4	42	63,6	19,9	48,1	14,8	52,5
Pr	5,78	5,99	7,41	0,83	5,72	1,77	6,88
Nd	20,7	24,6	24,7	3,07	21,2	6,5	30,8
Sm	3,62	5,23	5,33	0,65	4,93	1,42	6,68
Eu	0,35	1,55	0,2	0,18	0,12	0,45	2,17
Gd	3,15	5,13	4,74	0,82	5,06	1,52	6,31
Tb	0,5	0,81	0,94	0,13	0,8	0,26	1,01
Dy	3,11	5,28	6,1	0,94	4,83	1,98	5,99
Ho	0,65	1	1,2	0,23	0,95	0,52	1,22
Er	2,01	3	4,2	0,68	2,87	1,77	3,55
Tm	0,32	0,46	0,65	0,12	0,44	0,27	0,52
Yb	2,38	2,72	4,28	0,91	2,88	2,07	3,53
Lu	0,35	0,38	0,66	0,12	0,41	0,34	0,5
Hf	–	3,85	5,02	2,71			
Ta	1,1	0,49	1,89	0,47	0,96	0,58	0,48
W	1,14	0,68	2,67	0,59			<0,5
Au	<0,002	–	<0,002	–	<0,002	<0,002	<0,002
Hg	0,026	–	–	–			<0,0050

Комплекс, свита	Приморский комплекс	Баппинский комплекс			Богопольский комплекс		Верхнеудминский комплекс
		23	24	25	26	27	
№ п/п	22	23	24	25	26	27	28
Широта	47,8885	47,75959	47,99376	47,65927	47,67744	46,34158	47,57211
Долгота	138,58696	138,30724	138,52666	138,22706	138,26792	137,70834	138,62389
Географическая привязка	Дайка, р. Мал. Светлая	Массив Вуэлле–Кемани	Маинский массив				
Порода	Риолит	Монцодиорит, I фаза	Лейкогранит, III фаза	Гранит-порфир, III фаза	Риолит	Риолит	Кварцевый монцонит
Номер пробы	1030	207/1	1/40a	15/1	1026	50	1035/5
Pb	16,6	–	–	–	23,1	34,5	12,4
Bi	<0,1	–	0,3	–	0,13	0,35	<0,1
Th	12	–	–	–	11,5	10,4	3,4
U	2,31	–	–	–	2,57	3,05	1,04

Комплекс, свита	Верхнеудминский комплекс	Якутинский комплекс					Кузнецовская свита
		30	31	32	33	34	
№ п/п	29	30	31	32	33	34	35
Широта	47,63644	46,49693	46,49239	46,49787	47,40017	46,59192	47,66602
Долгота	138,46166	138,00017	138,17841	138,14137	138,43362	138,27825	138,2584
Порода	Лейкогранит	Гранодиорит	Лейкогранит	Лейкогранит	Лейкогранит	Риолит	Туф базальта
Номер пробы	23	1007	42	41	1037	48	1025
SiO ₂	78,5	66	80,7	77,7	73,6	74,5	52
Al ₂ O ₃	11,5	16,3	11	12,3	14,1	13,7	18,8
TiO ₂	0,17	0,62	0,034	0,12	0,28	0,14	0,67
Fe ₂ O ₃	1,07	2,12	0,57	0,44	0,95	1,4	3,69
FeO	<0,25	1,44	<0,25	0,5	0,86	0,74	4,9
Fe ₂ O ₃ общ	1,23	3,72	0,73	1	1,91	2,22	9,12

Комплекс, свита	Верхнеудоминский комплекс	Якутинский комплекс					Кузнецовская свита
		30	31	32	33	34	
№ п/п	29	30	31	32	33	34	35
Широта	47,63644	46,49693	46,49239	46,49787	47,40017	46,59192	47,66602
Долгота	138,46166	138,00017	138,17841	138,14137	138,43362	138,27825	138,2584
Порода	Лейкогранит	Гранодиорит	Лейкогранит	Лейкогранит	Лейкогранит	Риолит	Туф базальта
Номер пробы	23	1007	42	41	1037	48	1025
MnO	0,02	0,094	0,038	0,06	0,051	0,078	0,32
MgO	0,19	1,39	0,14	0,31	0,59	0,41	3,14
CaO	0,3	3,14	0,24	0,23	0,93	1,24	7,16
Na ₂ O	2,71	3,71	2,25	3,47	4,27	2,89	2,89
K ₂ O	4,41	3,49	4,52	4,28	3,69	3,79	2,75
P ₂ O ₅	<0,05	0,15	<0,05	<0,05	0,081	<0,05	0,42
ппп	0,66	1,32	0,4	0,55	0,56	0,56	2,75
Сумма	99,8	100	100	100	100	99,5	100
Микроэлементы, г/т							
Li		12,9	11,3	16,1	6,21	7,84	25,7
Be	2,32	1,57	2,25	2,21	1,75	1,62	2,13
V		68,1	<2,5	4,31	14,8	15,1	229
Cr	19,2	16,5	14,2	15,3	15,2	23,3	1,49
Co	1,71	6,14	<0,5	0,71	1,16	1,7	19,9
Ni	12,5	2,02	<1,0	<1,0	<1,0	1,09	3,67
Cu	26,1	5,93	3,87	5,06	8,13	6,8	52
Zn		46,1	14	17,9	53,4	146	200
Ge		1,38	1,31	1,65	1,78	1,07	1,59
As		<1,0	1,79	<1,0	<1,0	<1,0	<1,0
Se		0,87	0,42	0,48	0,78	1,1	1,38

Комплекс, свита	Верхнеудоминский комплекс	Якутинский комплекс					Кузнецовская свита
		30	31	32	33	34	
№ п/п	29	30	31	32	33	34	35
Широта	47,63644	46,49693	46,49239	46,49787	47,40017	46,59192	47,66602
Долгота	138,46166	138,00017	138,17841	138,14137	138,43362	138,27825	138,2584
Порода	Лейкогранит	Гранодиорит	Лейкогранит	Лейкогранит	Лейкогранит	Риолит	Туф базальта
Номер пробы	23	1007	42	41	1037	48	1025
Rb	109	106	186	190	90,9	111	56,2
Sr	92	383	26,4	30,1	110	143	896
Y	10,8	19,8	13,6	28,2	20,3	26,8	23,5
Zr	119	206	42,2	98,6	157	153	84,3
Nb	5,66	10,8	5,8	14,8	10,4	8,93	4,59
Mo	1,51	2,18	1,34	3,44	3,74	4,07	<0,6
Ag		0,053	0,041	0,039	0,091	0,21	0,18
Sn	1,17	1,11	1,04	1,24	1,4	2,16	0,93
Sb		<0,1	0,13	0,15	<0,1	0,97	0,87
Cs		2,61	4,45	3,82	1,41	2,1	1,47
Ba	886	670	205	214	572	457	561
La	21,8	24,8	16,9	19,1	23,3	23,7	19,4
Ce	40,8	50	41,4	51,2	49,1	47,5	41,3
Pr	4,55	5,59	3,72	4,54	5,77	5,58	5,46
Nd	15,2	21,2	12,4	16,5	22	20,6	24,4
Sm	2,47	4,05	2,2	3,31	4,41	4,11	5,41
Eu	0,54	0,97	0,18	0,22	0,7	0,49	1,69
Gd	2,09	3,65	1,95	3,13	3,68	4,31	5,12
Tb	0,28	0,57	0,34	0,61	0,56	0,69	0,77
Dy	1,89	3,3	2,04	3,99	3,23	4,07	4,21

Комплекс, свита	Верхнеудоминский комплекс	Якутинский комплекс					Кузнецовская свита
		29	30	31	32	33	
№ п/п	29	30	31	32	33	34	35
Широта	47,63644	46,49693	46,49239	46,49787	47,40017	46,59192	47,66602
Долгота	138,46166	138,00017	138,17841	138,14137	138,43362	138,27825	138,2584
Порода	Лейкогранит	Гранодиорит	Лейкогранит	Лейкогранит	Лейкогранит	Риолит	Туф базальта
Номер пробы	23	1007	42	41	1037	48	1025
Но	0,38	0,69	0,45	0,89	0,7	0,87	0,88
Er	1,06	2,03	1,36	2,91	2,19	2,65	2,41
Tm	0,16	0,31	0,22	0,5	0,36	0,41	0,36
Yb	1,44	2,27	1,73	3,58	2,73	2,75	2,34
Lu	0,22	0,36	0,26	0,57	0,44	0,46	0,37
Hf	3,61					–	
Ta	0,51	0,65	0,55	1,19	0,73	0,71	0,23
W	<0,5	1,78		1,76	0,58	–	0,87
Au		<0,002	<0,002	0,0035	<0,002	<0,002	0,0035
Hg		<0,0050		<0,0050	<0,0050	–	<0,0050
Pb		18	18,8	18,5	22	31,4	29,2
Bi		0,28	<0,1	86	0,23	0,25	0,19
Th		9,91	13,2	17,1	8,78	10,3	3,65
U		1,86	1,85	4,23	2,17	2,3	1,38

Комплекс, свита	Прибрежный комплекс						
	36	37	38	39	40	41	42
№ п/п							
Широта	47,69364	47,32739	47,28186	47,43635	47,69187	47,69187	47,855018
Долгота	138,35218	138,98687	138,75168	138,7016	138,35246	138,35246	138,328416
Порода	Диорит-порфирит	Гранодиорит	Гранодиорит	Гранодиорит	Кварцевый монцодиорит	Кварцевый монцодиорит	Монцогранит
Номер пробы	1013/2	28	30	4	503	503*	115
SiO ₂	53,6	63,3	63,2	66,2	57,9	58,3	72
Al ₂ O ₃	17,4	15,3	15,7	15,8	16,9	17,1	15,2
TiO ₂	1,01	0,82	0,9	0,67	0,94	1,04	0,15
Fe ₂ O ₃	3,86	2,22	2,61	1,59	2,88	2,17	0,32
FeO	3,91	3,46	3	2,25	3,91	3,6	1,95
Fe ₂ O ₃ общ	8,2	6,05	5,95	4,09	7,23	6,17	2,49
MnO	0,13	0,11	0,1	0,084	0,15	0,15	0,086
MgO	5,22	3,17	2,65	1,49	4,08	3,75	0,17
CaO	6,81	4,29	4,48	2,91	3,86	3,47	1,41
Na ₂ O	2	3,31	3,37	3,24	2,92	4,15	4,19
K ₂ O	1,9	3,21	3,08	4,06	2,95	3,16	4,06
P ₂ O ₅	0,36	0,17	0,17	0,13	0,33	0,29	0,05
ппп	3,22	0,28	0,41	1,13	2,63	2,44	0,26
Сумма	99,8	100	100	99,8	99,8	100	100
Микроэлементы, г/т							
Li	37,5				22,8	23,1	
Be	1,13	2,02	1,79	2,87	1,87	1,47	3,74
V	166	130	140	72	133	115	<50
Cr	149	62,4	56,4	30,4	110	101	45
Co	28,8	17,5	16,4	9,72	20,9	17,7	0,65

Комплекс, свита	Прибрежный комплекс						
	36	37	38	39	40	41	42
№ п/п	36	37	38	39	40	41	42
Широта	47,69364	47,32739	47,28186	47,43635	47,69187	47,69187	47,855018
Долгота	138,35218	138,98687	138,75168	138,7016	138,35246	138,35246	138,328416
Порода	Диорит-порфирит	Гранодиорит	Гранодиорит	Гранодиорит	Кварцевый монцодиорит	Кварцевый монцодиорит	Монцогранит
Номер пробы	1013/2	28	30	4	503	503*	115
Ni	83,2	22,8	24,3	18,8	53,9	52,5	6,07
Cu	34,3	43,7	24,8	42,3	27,8	28,8	21,9
Zn	110				115	86,3	
Ge	1,21				1,22	1,41	
As	4,55	4,41	2,59		2,08	1,68	
Se	1,21				1,28	1,34	
Rb	39,2	97,3	94	119	69,4	69,6	128
Sr	535	339	329	289	573	552	180
Y	19,9	23,9	25,8	26	25,2	25,8	32,5
Zr	144	143	195	205	228	245	178
Nb	12,3	5,33	6,96	6,71	16,4	21,1	11,2
Mo	<0,6	2,43	3,28	2,5	0,97	0,96	4,13
Ag	0,077	0,075	0,035		0,099	0,093	
Sn	0,78	1,84	1,93	1,81	1,48	1,03	2,63
Sb	0,2	0,33	0,28		0,16	0,14	
Cs	0,63				0,57	0,38	
Ba	348	568	587	663	507	509	863
La	18,4	18,6	21,3	24,2	27,6	27,2	38
Ce	36,4	43,7	43,2	52,4	53,2	55	82,6
Pr	4,32	5,52	5,5	6,78	6,28	6,23	9,28

Комплекс, свита	Прибрежный комплекс						
	36	37	38	39	40	41	42
№ п/п	36	37	38	39	40	41	42
Широта	47,69364	47,32739	47,28186	47,43635	47,69187	47,69187	47,855018
Долгота	138,35218	138,98687	138,75168	138,7016	138,35246	138,35246	138,328416
Порода	Диорит-порфирит	Гранодиорит	Гранодиорит	Гранодиорит	Кварцевый монцодиорит	Кварцевый монцодиорит	Монцогранит
Номер пробы	1013/2	28	30	4	503	503*	115
Nd	17,5	23,4	23	26,6	24,2	25	34,4
Sm	4	5,16	4,96	5,05	4,81	5,29	7,09
Eu	1,27	0,93	1,03	1,2	1,45	1,55	1,28
Gd	3,98	4,6	4,42	5,05	5,2	4,84	6,03
Tb	0,63	0,78	0,77	0,77	0,75	0,77	0,93
Dy	3,55	4,57	4,48	4,86	4,21	4,52	5,79
Ho	0,75	0,87	0,92	0,87	0,9	0,95	1,17
Er	1,87	2,5	2,68	2,51	2,48	2,64	3,66
Tm	0,27	0,35	0,34	0,39	0,37	0,4	0,57
Yb	1,94	2,25	2,71	2,64	2,59	2,63	3,62
Lu	0,27	0,33	0,34	0,47	0,37	0,41	0,52
Hf		4,69	5,55	6,72			5,65
Ta	0,76	0,37	0,53	0,58	1,75	1,24	0,82
W		1,79	2,05	1,06		0,74	1,44
Au	<0,002	<0,002	<0,002			0,0053	
Hg						0,0075	
Pb	4,17				8,01	7,35	
Bi	<0,1	<0,1	<0,1		<0,1	<0,1	
Th	2,91				4,74	4,9	
U	0,84				1,45	1,44	

Комплекс, свита	Кедровская толща		Кедровский комплекс			Сизиманский комплекс	Салибеский комплекс
	№ п/п	43	44	45	46		
Ширина	47,80246	47,39556	46,34634	47,31958	46,47692	47,89975	46,47919
Долгота	138,68725	138,4707	137,7151	138,9904	138,1593	138,56988	138,15966
Порода	Туф риолита	Риолит				Андезит	Андезит
Номер пробы	505/2	512	49	27/1	42/9	1029	42/7
SiO ₂	70,8	79,9	77,3	70	74,2	59,1	57,8
Al ₂ O ₃	13,7	10,8	12,8	15	13,9	17,8	17,7
TiO ₂	0,092	0,08	0,15	0,31	0,26	0,94	0,83
Fe ₂ O ₃	1,07	0,56	0,79	1,61	1,11	2,7	2,22
FeO	<0,25	<0,25	0,74	1,33	0,36	3,39	3,6
Fe ₂ O ₃ общ	1,15	0,72	1,61	3,09	1,51	6,45	6,22
MnO	0,06	0,06	0,032	0,053	0,061	0,11	0,095
MgO	0,62	0,2	0,32	1,31	0,55	3,15	2,97
CaO	2,04	0,53	0,1	2,6	1,15	5,89	6,27
Na ₂ O	1,7	2,6	1,87	2,3	2,51	3,51	3,38
K ₂ O	3,32	3,98	4,6	2,4	3,37	2,31	1,66
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	0,15	0,083	0,3	0,22
ппп	6,49	1,26	1,09	2,59	2,3	0,39	3,02
Сумма	100	100	99,8	99,7	100	100	100
Микроэлементы, г/т							
Li	8,94	18	13,9	57,3	6,99	7	39,9
Be	<1	1,49	<1	<1	1,95	1,47	1,47
V	<2,5	<2,5	9,94	48,5	14,2	141	149
Cr	6,12	25,9	9,72	8,87	10,6	40,6	8,07
Co	0,71	0,75	1,64	6,06	1,35	13,4	15,1

Комплекс, свита	Кедровская толща		Кедровский комплекс			Сизиманский комплекс	Салибеский комплекс
	43	44	45	46	47	48	49
№ п/п	43	44	45	46	47	48	49
Ширина	47,80246	47,39556	46,34634	47,31958	46,47692	47,89975	46,47919
Долгота	138,68725	138,4707	137,7151	138,9904	138,1593	138,56988	138,15966
Порода	Туф риолита	Риолит				Андезит	Андезит
Номер пробы	505/2	512	49	27/1	42/9	1029	42/7
Ni	<1,0	1,26	1,4	3,9	1,81	12,9	9,83
Cu	2,18	4,11	3,84	31,2	3,87	11,4	17,7
Zn	40,1	16,4	43,6	62,8	48,1	63,5	70,5
Ge	0,99	1,91	0,97	1	1,42	1,28	1,08
As	<1,0	<1,0	1,5	1,94	<1,0	<1,0	1,97
Se	0,79	0,63	0,41	0,45	0,86	0,85	0,74
Rb	113	103	172	42,7	97,6	49,3	24
Sr	218	106	94,8	275	113	774	601
Y	13,3	11,2	12,7	6,31	22,4	17,7	11,6
Zr	84,6	62,7	145	84,3	134	163	114
Nb	8,88	9,35	6,25	3,19	8,75	11,7	5,73
Mo	0,61	4,19	0,98	0,61	1,7	1,35	0,87
Ag	0,068	0,044	0,054	0,068	0,043	0,053	0,056
Sn	1,06	0,76	1,33	0,42	0,8	0,85	0,75
Sb	0,19	0,31	0,98	1,73	1,11	<0,1	0,15
Cs	4,55	2,67	5,73	7,81	6,23	0,99	2,3
Ba	742	735	638	622	476	592	418
La	28	19,9	6,19	12,3	28,2	23,6	12,9
Ce	46,8	37,1	18,2	25,3	44,7	49,8	27,7
Pr	5,35	3,94	1,55	2,98	6,33	5,9	3,51

Комплекс, свита	Кедровская толща		Кедровский комплекс			Сизимаанский комплекс	Салибеский комплекс
	43	44	45	46	47	48	49
№ п/п	43	44	45	46	47	48	49
Ширина	47,80246	47,39556	46,34634	47,31958	46,47692	47,89975	46,47919
Долгота	138,68725	138,4707	137,7151	138,9904	138,1593	138,56988	138,15966
Порода	Туф риолита	Риолит				Андезит	Андезит
Номер пробы	505/2	512	49	27/1	42/9	1029	42/7
Nd	17,6	14	5,59	11,1	23,3	24,1	14,7
Sm	2,87	2,22	1,17	2,26	4,05	4,77	2,96
Eu	0,65	0,41	0,23	0,64	1,05	1,45	1,03
Gd	2,74	1,89	1,35	1,81	3,67	4,02	2,73
Tb	0,39	0,3	0,22	0,24	0,53	0,59	0,37
Dy	2,1	1,73	1,59	1,22	3,01	3,11	2,16
Ho	0,43	0,34	0,45	0,23	0,61	0,61	0,41
Er	1,19	1,14	1,4	0,58	1,71	1,66	1,1
Tm	0,19	0,19	0,22	0,08	0,26	0,26	0,16
Yb	1,45	1,28	1,73	0,55	1,58	1,7	1,05
Lu	0,2	0,2	0,27	0,086	0,25	0,25	0,16
Hf							
Ta	0,65	0,68	0,65	0,22	0,63	0,64	0,29
W		0,97			1,06	<0,5	<0,5
Au	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,0029	<0,002	0,0038
Hg		<0,0050			<0,0050	<0,0050	<0,0050
Pb	19,6	17,7	19,1	20,9	14,7	12,4	11,9
Bi	0,49	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,39
Th	9,56	10,2	14,6	2,32	7,64	5,42	2,72
U	2,29	3,14	2,84	0,79	1,97	1,53	0,86

Комплекс, свита	Аракайский комплекс	Охотоморский плутонический комплекс*				Южноанивский плутонический комплекс*				
		51	52	53	54	55	56	57	58	59
№ п/п	50									
Широта	47,999473	46,6942	46,6931	46,6922	46,6981	46,1692	46,1761	46,1831	46,1042	46,1056
Долгота	142,53735	143,4986	143,4967	143,4967	143,4981	143,4565	143,4567	143,4606	143,4656	143,4644
Порода	Андезибазальт	Гранит	Гранит	Гранодиорит	Гранодиорит	Аплит (дайка)	Гранит	Биотитовый гранит	Кордиерит-биотитовый гранит	Щелочной гранит
Номер пробы	3-2	SK14-02	SK14-03	SK14-04	SK14-07	SK15-01	SK15-02	SK15-03	SK15-04	SK15-06
SiO ₂	56,50	69,08	70,15	69,16	67,57	76,92	71,13	69,94	70,09	76,33
Al ₂ O ₃	19,00	14,38	14,22	14,29	14,84	13,27	15,15	15,18	14,95	12,47
TiO ₂	0,92	0,57	0,53	0,53	0,75	0,05	0,5	0,51	0,4	0,1
Fe ₂ O ₃	4,14									
FeO	2,50									
Fe ₂ O ₃ общ	6,92	4,62	4,44	4,61	5,61	0,75	0,315	3,11	3,2	0,95
MnO	0,10	0,06	0,08	0,09	0,1	0,02	0,06	0,05	0,06	0,02
MgO	3,59	0,79	0,78	0,83	1,27	0,05	1,35	1,35	1,53	0,38
CaO	7,20	1,31	0,8	0,14	2,39	0,26	2,2	1,62	2,17	0,32
Na ₂ O	3,46	5,04	2,16	5,1	4,64	4,38	3,53	3,67	3,5	2,44
K ₂ O	0,57	2,76	2,78	2,73	2,28	3,57	3,77	3,47	2,7	5,93
P ₂ O ₅	0,110	0,1	0,1	0,1	0,15	0,07	0,12	0,13	0,13	0,11
ппп	1,73	0,86	0,83	1,01	0,61	0,16	0,54	0,75	0,76	0,33
Сумма	99,82	99,61	99,95	99,85	100,21	99,53	101,2	99,78	99,51	99,39
Микроэлементы, г/т										
V	190	35,3	33,8	32,8	51,1	51,1	1,5	56,1	48,1	48,6
Cr		118	129	104	78	78	4	45	49	47
Co		59	5,3	5,5	8	8	0,3	7,8	7,8	8,9
Ni		60	76	32	25	25	11	48	31	37

Комплекс, свита	Аракайский комплекс	Охотоморский плутонический комплекс*				Южноанивский плутонический комплекс*				
		51	52	53	54	55	56	57	58	59
№ п/п	50									
Широта	47,999473	46,6942	46,6931	46,6922	46,6981	46,1692	46,1761	46,1831	46,1042	46,1056
Долгота	142,53735	143,4986	143,4967	143,4967	143,4981	143,4565	143,4567	143,4606	143,4656	143,4644
Порода	Андезибазальт	Гранит	Гранит	Гранодиорит	Гранодиорит	Аплит (дайка)	Гранит	Биотитовый гранит	Кордиерит-биотитовый гранит	Щелочной гранит
Номер пробы	3-2	SK14-02	SK14-03	SK14-04	SK14-07	SK15-01	SK15-02	SK15-03	SK15-04	SK15-06
Cu		5,6	3,9	3,8	3,8	3,8	0,7	15,2	12,2	26
Zn										
Ge										
As										
Se										
Rb		56	90	88	73	73	129	131	147	114
Sr		89	80	83	156	156	74	199	177	192
Y		42,6	40,9	43,9	42,2	42,2	23,4	20,9	29,3	27,2
Zr		316	301	312	291	291	44	165	201	181
Nb		10,5	9,8	9,9	10,7	10,7	2,7	7	7,9	6,3
Cs		2,2	3,5	2,9	3,5	3,5	6,5	10,3	12,1	7,2
Ba	200	401	406	398	397	397	527	688	639	457
La		21,7	17,9	21,5	21,8	21,8	5,1	21,4	19,7	21,1
Ce		49,8	39	49,2	20,3	20,3	12,2	48,6	45	47,8
Pr		5,92	4,97	5,91	6,01	6,01	1,43	5,42	5,27	5,55
Nd		24,8	21,1	24,9	25,5	25,5	5,4	21,6	20,8	21,8
Sm		6	5,22	6,09	6,15	6,15	1,48	4,49	4,69	4,79
Eu		1,08	0,91	1,09	1,27	1,27	0,22	0,84	0,71	0,79
Gd		6,48	5,86	6,67	6,79	6,79	1,92	4,09	4,61	4,63
Tb		1,08	0,98	1,13	1,12	1,12	0,41	0,64	0,77	0,76

Комплекс, свита	Аракайский комплекс	Охотоморский плутонический комплекс*				Южноанивский плутонический комплекс*				
		51	52	53	54	55	56	57	58	59
№ п/п	50									
Широта	47,999473	46,6942	46,6931	46,6922	46,6981	46,1692	46,1761	46,1831	46,1042	46,1056
Долгота	142,53735	143,4986	143,4967	143,4967	143,4981	143,4565	143,4567	143,4606	143,4656	143,4644
Порода	Андезибазальт	Гранит	Гранит	Гранодиорит	Гранодиорит	Аплит (дайка)	Гранит	Биотитовый гранит	Кордиерит-биотитовый гранит	Щелочной гранит
Номер пробы	3-2	SK14-02	SK14-03	SK14-04	SK14-07	SK15-01	SK15-02	SK15-03	SK15-04	SK15-06
Dy		6,86	6,32	7,14	7	7	3,3	3,7	4,77	4,59
Ho		1,45	1,37	1,51	1,47	1,47	0,8	0,715	0,993	0,931
Er		4,26	4,1	4,4	4,24	4,24	2,54	2,02	2,89	2,72
Tm		0,68	0,65	0,71	0,66	0,66	0,42	0,31	0,45	0,42
Yb		4,41	4,22	4,49	4,28	4,28	2,67	2,01	2,84	2,64
Lu		0,67	0,64	0,68	0,64	0,64	0,37	0,3	0,42	0,39
Hf		7,77	7,47	7,67	7,2	7,2	1,79	4,48	5,31	4,83
Ta		0,71	0,67	0,67	0,71	0,71	0,3	0,52	0,64	0,54
Pb		12,5	17,1	11,5	15,5	15,5	19,9	21,9	22,2	20,1
Bi										
Th		7,56	7,39	7,45	7,34	7,34	1,13	9,53	10,6	9,25
U		1,93	1,8	1,91	2,14	2,14	1,22	2,45	2,3	2,33

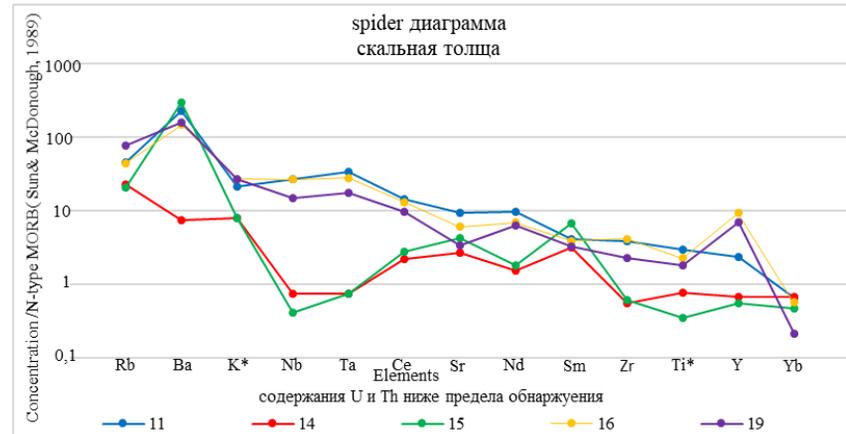
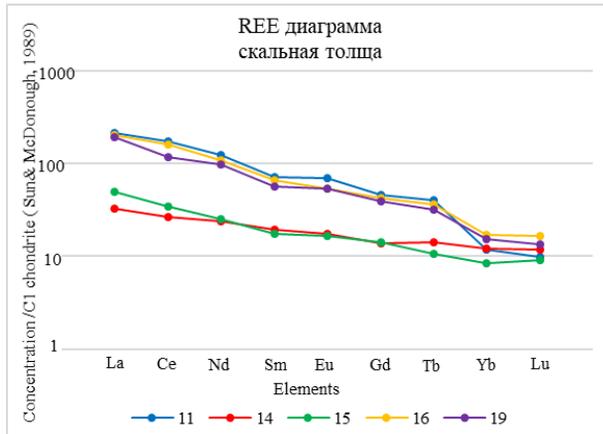
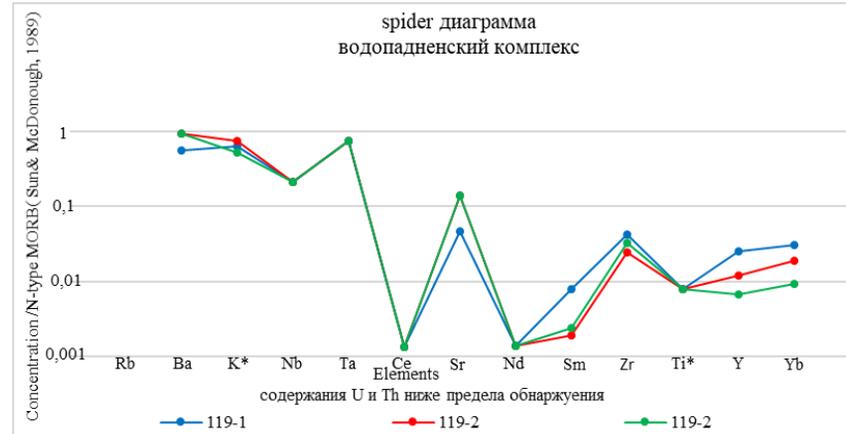
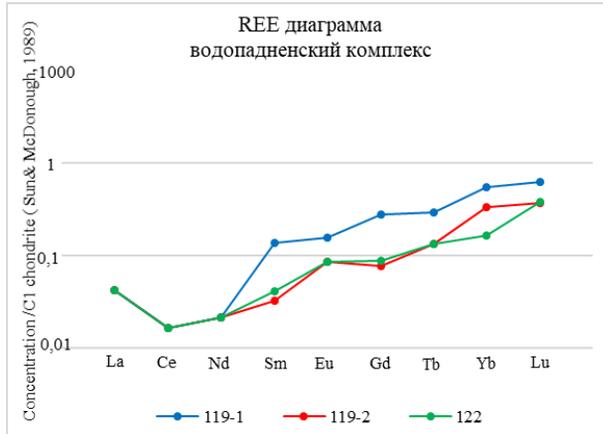
*«Petrogenesis of Mid-Eocene granites in South Sakhalin, Russian Far East: Juvenile crustal growth and comparison with granitic magmatism in Hokkaido and Sikhote-Alin». *Jia-Ping Liao, Bor. Ming Jahn, Igor Alexandrov, Sun-Lin Chung, Pan Zhao, Vitaly Ivin, Tadashi Usuki // Journal of Asian Earth Sciences* 167 (2018). P. 103–129.

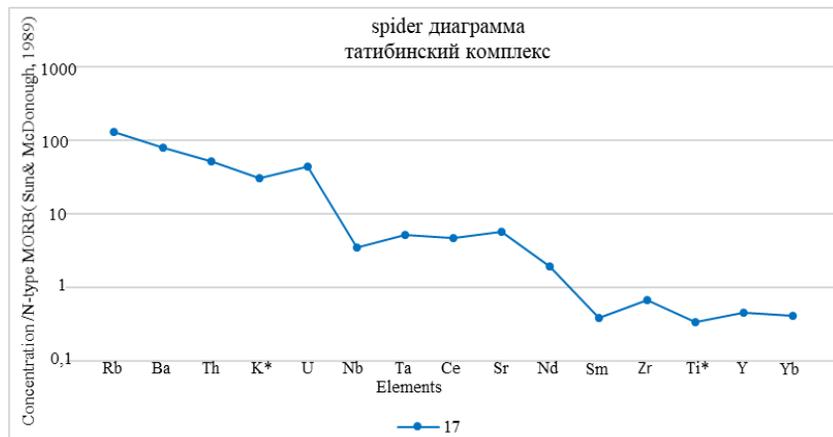
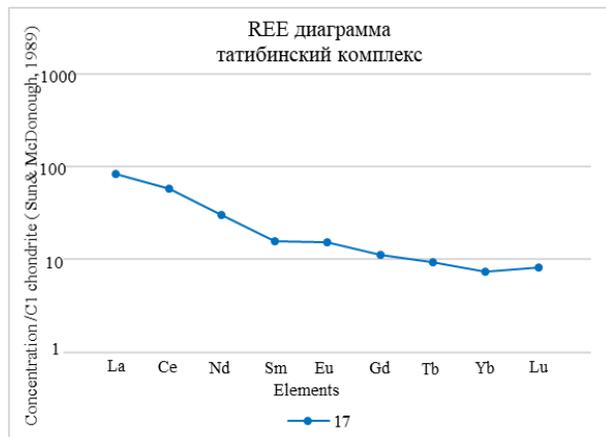
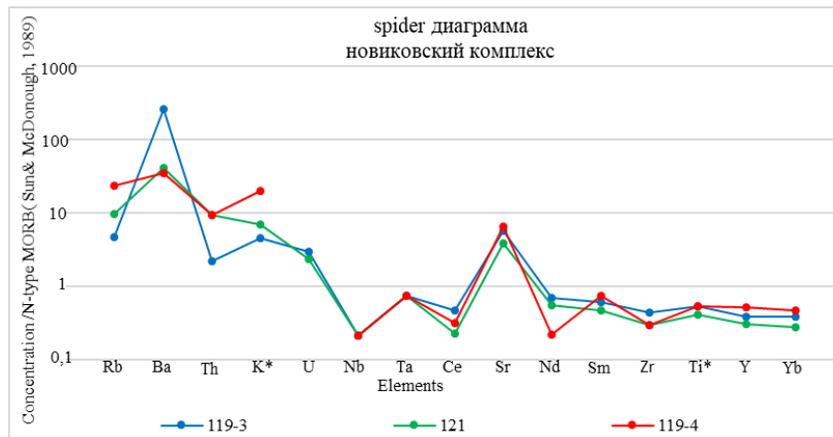
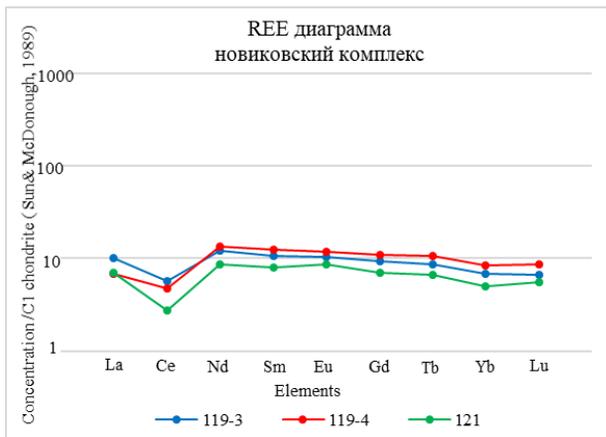
Комплекс, свита	Анивский комплекс					Монеронский комплекс			
	60	61	62	63	64	65	66	67	68
№ п/п	60	61	62	63	64	65	66	67	68
Широта	47,859207	47,858789	46,100057	47,636881	46,082384	46,264504	46,280826	46,273246	46,249207
Долгота	142,529265	142,52947	141,95754	138,46133	141,95504	141,265321	141,24452	141,21854	141,25934
Порода	Риодацит	Риодацит	Дациг	Плагиодацит	Андезит	Базальт	Базальт	Базальт	Оливиновый долерит
Номер пробы	7	7/2	25	23-1	26	100	103	106	208
SiO ₂	74,1	73,3	65,3	63,7	58	50,2	49,6	50,4	48,3
Al ₂ O ₃	13,9	14,4	18,5	18,7	19,8	16,8	21,3	21	17,5
TiO ₂	0,23	0,28	0,47	0,53	0,92	1,23	1	0,99	1,04
Fe ₂ O ₃	1,61	2,14	2,16	1,92	2,17	5,31	3,37	2,91	4,04
FeO	0,3	<.25	1,05	1,13	2,25	5,02	4,37	4,86	5,02
Fe ₂ O ₃ общ	1,95	2,4	3,32	3,17	4,68	10,9	8,23	8,3	9,61
MnO	0,029	0,065	0,052	0,098	0,059	0,17	0,1	0,12	0,15
MgO	0,45	0,27	0,94	1,21	3,09	6,35	4,64	3,94	7,91
CaO	1,36	1,06	3,15	3,65	6,77	9,69	11,1	11,3	9,82
Na ₂ O	3,14	3,27	5,05	5,46	4,34	2,87	2,98	3	3,12
K ₂ O	3,59	3,71	1,43	1,63	1,11	0,46	0,32	0,53	0,37
P ₂ O ₅	<.05	<.05	0,28	0,31	0,2	0,18	0,13	0,13	0,13
ппп	1,33	1,23	1,49	1,38	1,13	1,22	0,46	0,34	2,15
Сумма	100	100	100	99,9	100	100	99,8	100	100
Микроэлементы, г/т									
Li									
Be	1,64	1,98	2,02	3,39	2,61	<1	<1	<1	<1
V	50	50	50	50	100	274	218	212	244
Cr	13,5	13,6	14,5	11,2	23	113	49,7	49,7	134
Co	1,78	2,66	4,05	4,4	19				

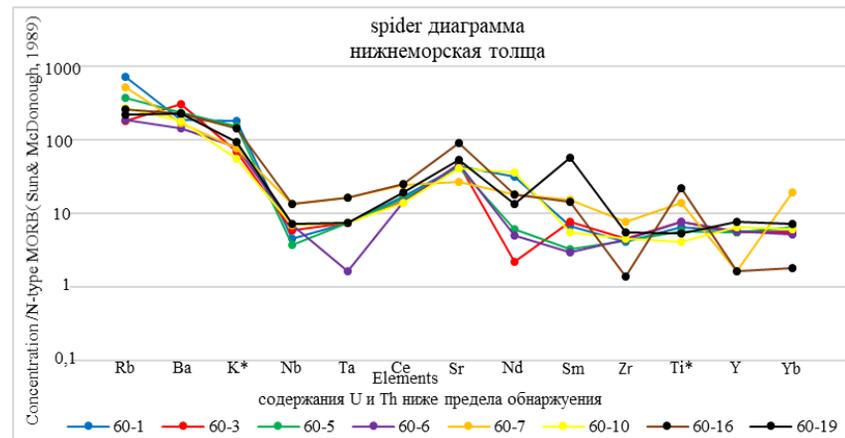
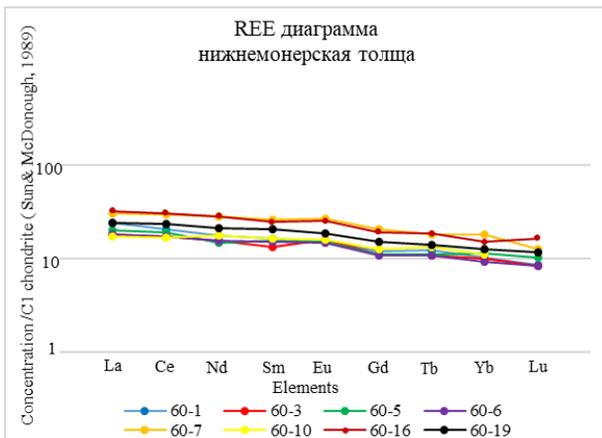
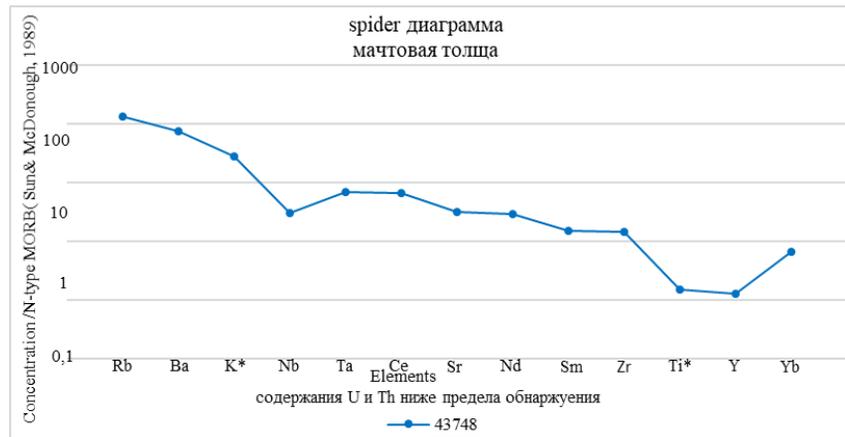
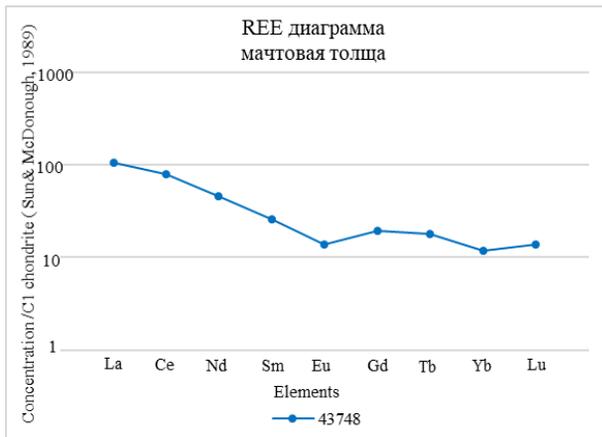
Комплекс, свита	Анивский комплекс					Монеронский комплекс			
	№ п/п	60	61	62	63	64	65	66	67
Широта	47,859207	47,858789	46,100057	47,636881	46,082384	46,264504	46,280826	46,273246	46,249207
Долгота	142,529265	142,52947	141,95754	138,46133	141,95504	141,265321	141,24452	141,21854	141,25934
Порода	Риодацит	Риодацит	Дациг	Плагиодацит	Андезит	Базальт	Базальт	Базальт	Оливиновый долерит
Номер пробы	7	7/2	25	23-1	26	100	103	106	208
Ni	9,75	5,92	8,85	8,86	36,8				
Cu	16,4	19	19,6	13,7	18,9	109	93,7	95,7	21,9
Zn						88,4	65,9	69,2	47,8
Ge									
As									
Se									
Rb	125	133	51,1	51,8	40,3	5,97	2,07	4,83	3,01
Sr	95,4	230	417	559	554	388	368	377	268
Y	19,7	21,5	11,6	15,5	17,6	18,6	14,2	13,5	15,1
Zr	165	164	223	Монеронский	155	60	37,7	37	36,7
Nb	5,21	5,3	3,45	7,18	4,26	2,93	1,69	1,58	1,79
Mo	1,29	0,87	1,01	1,25	0,83	<0.6	<0.6	<0.6	<0.6
Ag									
Sn	1,72	1,71	1,65	1,43	1,43	1	0,72	0,92	0,67
Sb									
Cs						0,42	0,23	0,12	1,58
Ba	655	808	431	573	403	203	120	140	79,7
La	19,8	18,9	20,5	28,6	18,4	9,22	5,61	5,44	5,15
Ce	37,3	39,7	43,2	62,3	38,8	18,2	10,5	9,75	9,66
Pr	4,47	4,54	5,15	7,03	4,6	2,67	1,75	1,65	1,7

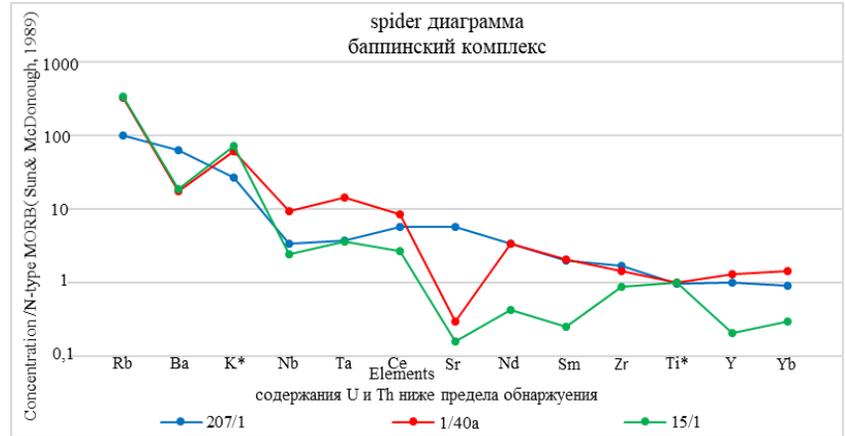
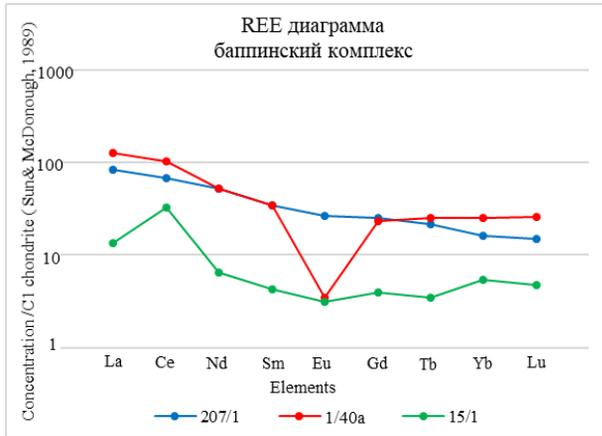
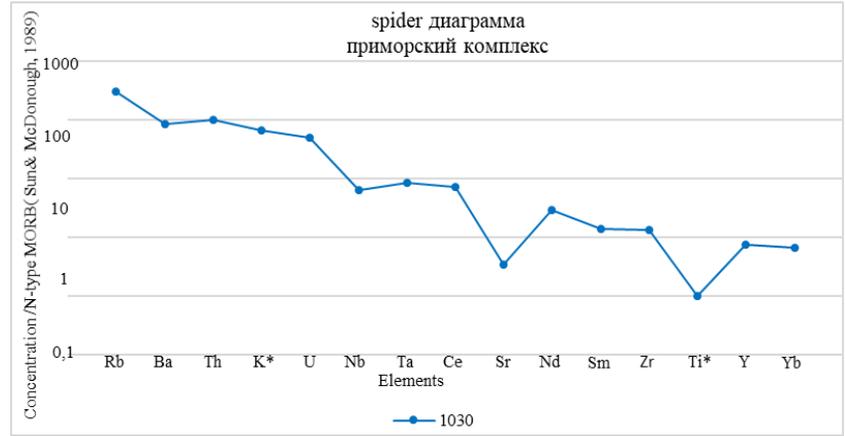
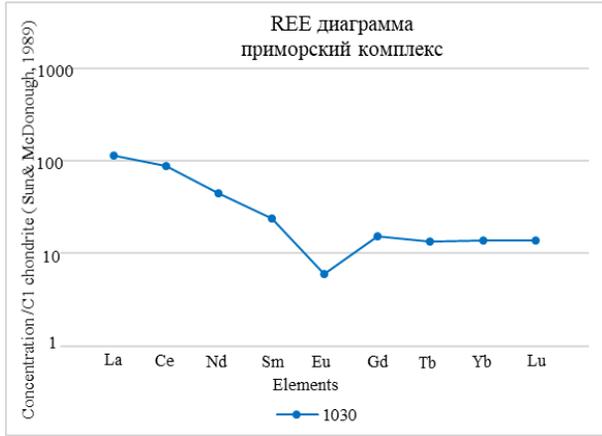
Комплекс, свита	Анивский комплекс					Монеронский комплекс			
	60	61	62	63	64	65	66	67	68
№ п/п	60	61	62	63	64	65	66	67	68
Широта	47,859207	47,858789	46,100057	47,636881	46,082384	46,264504	46,280826	46,273246	46,249207
Долгота	142,529265	142,52947	141,95754	138,46133	141,95504	141,265321	141,24452	141,21854	141,25934
Порода	Риодацит	Риодацит	Дациг	Плагиодацит	Андезит	Базальт	Базальт	Базальт	Оливиновый долерит
Номер пробы	7	7/2	25	23-1	26	100	103	106	208
Nd	15,1	17,1	18,1	25,8	18,5	12	8,19	7,69	8,01
Sm	3,02	3,35	3,08	4,78	4,08	2,96	2,06	2,05	2,1
Eu	0,75	1,02	1,1	1,43	1,31	1,03	0,8	0,74	0,79
Gd	3,04	3,31	2,62	3,7	3,66	3,28	2,48	2,3	2,66
Tb	0,54	0,57	0,36	0,5	0,58	0,51	0,41	0,37	0,42
Dy	3,21	3,27	1,85	2,63	3,16	3,29	2,57	2,44	2,82
Ho	0,65	0,8	0,36	0,57	0,61	0,69	0,53	0,5	0,59
Er	2,16	2,29	1,28	1,7	2,01	2	1,54	1,45	1,64
Tm	0,38	0,42	0,18	0,27	0,31	0,29	0,23	0,21	0,23
Yb	2,32	2,31	1,32	1,69	1,46	1,85	1,36	1,36	1,56
Lu	0,34	0,39	0,19	0,24	0,23	0,28	0,19	0,21	0,22
Hf	5,21	5,06	5,07	6,47	3,98	1,79	1,11	1,16	1,13
Ta	0,49	0,51	0,29	0,5	0,3	0,16	0,1	<0,1	0,11
W	0,56	6,85	0,75	0,57	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg									
Pb						6,5	5,03	5,89	4,04
Th						1,97	0,98	0,93	0,76
U						0,8	0,42	0,42	0,45

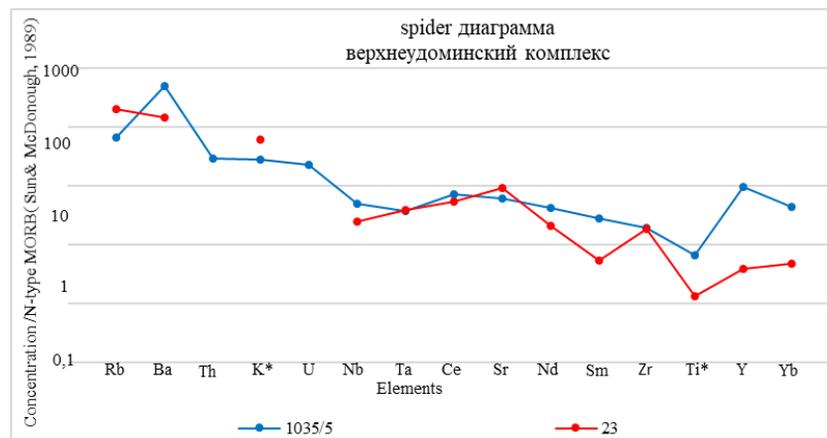
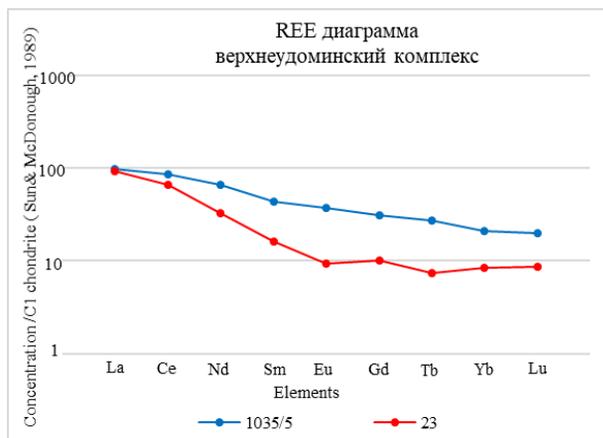
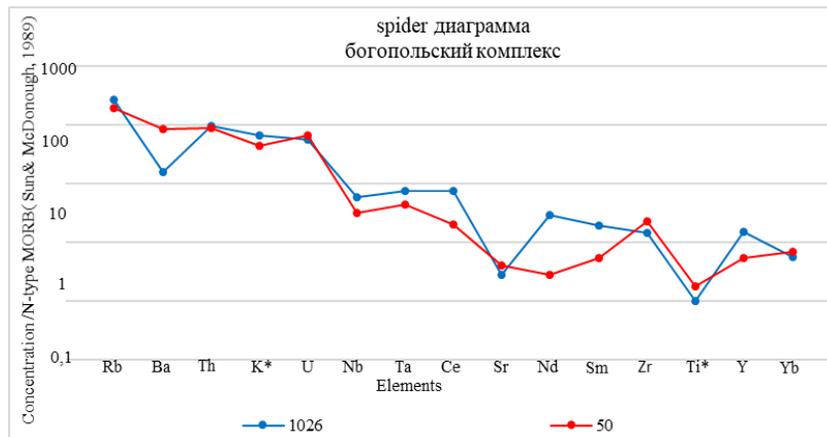
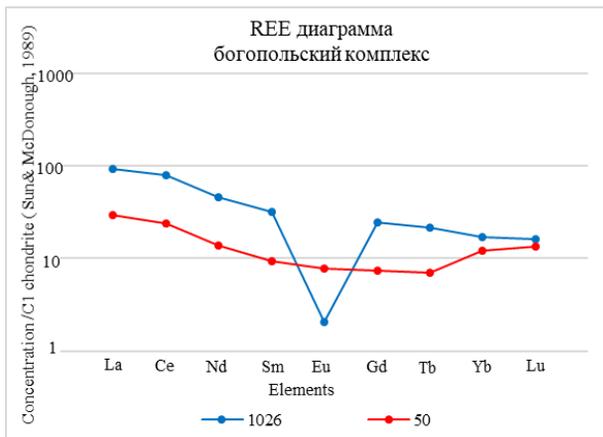
Графики распределения редкоземельных элементов и микрокомпонентов

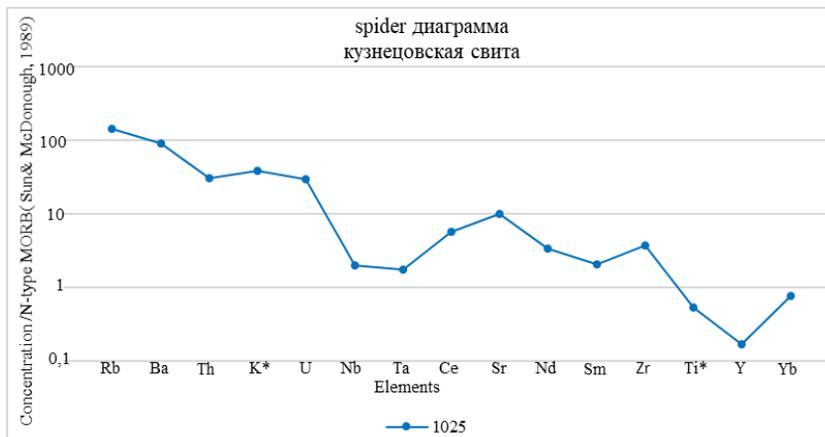
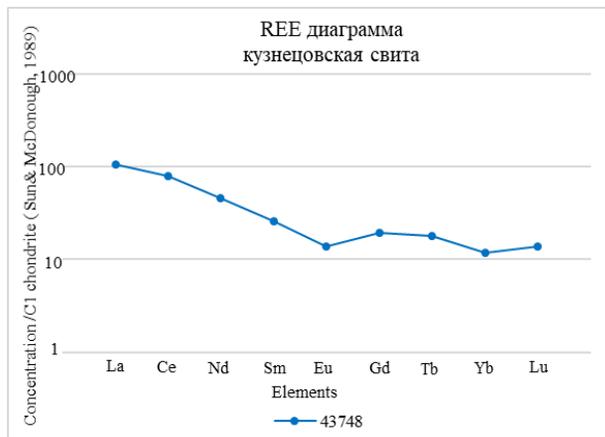
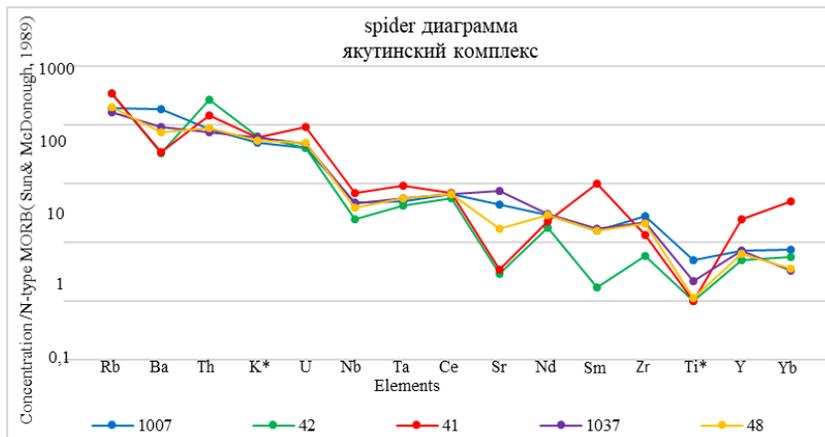
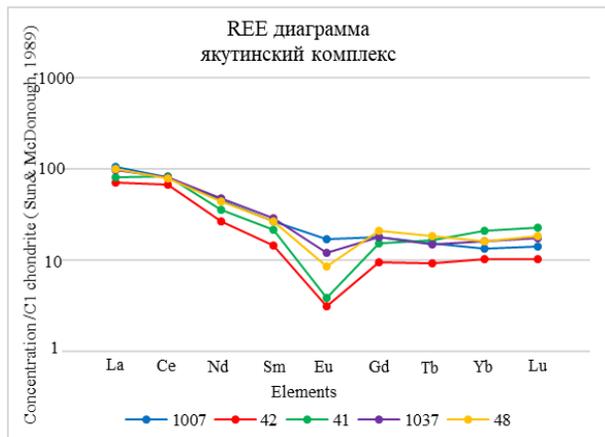


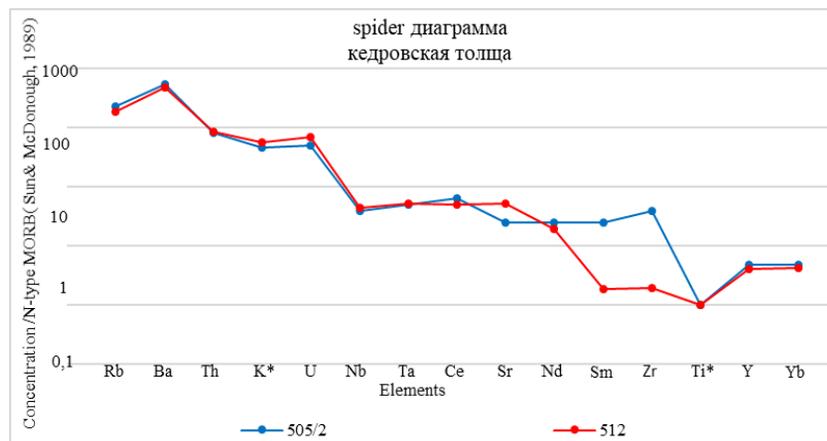
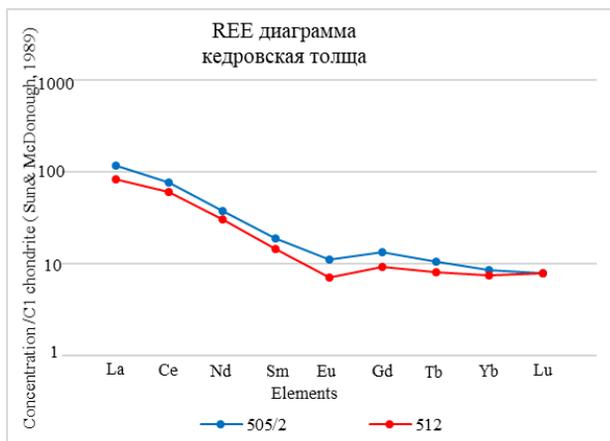
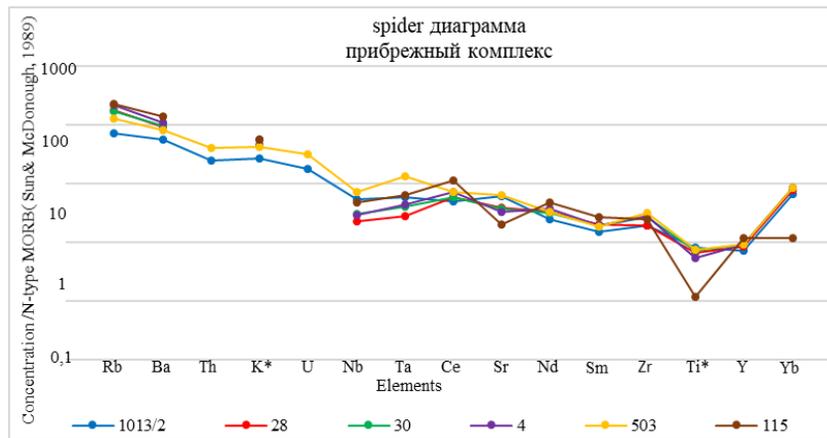
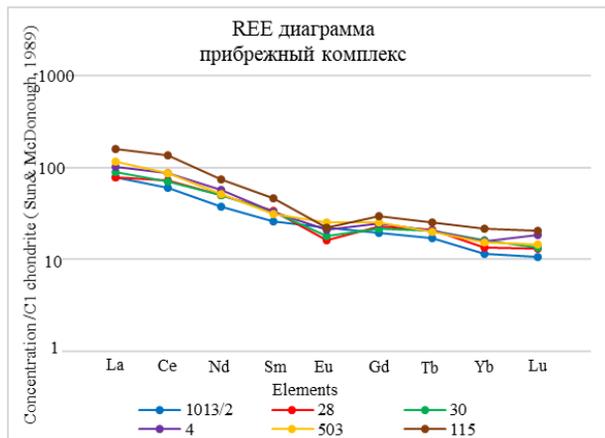


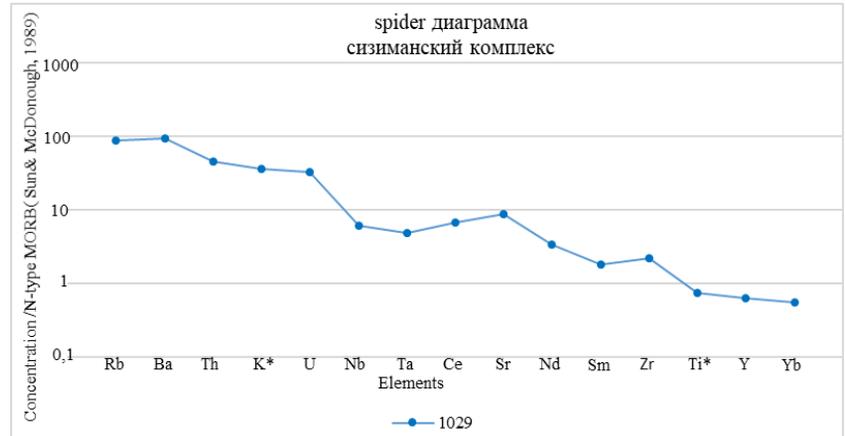
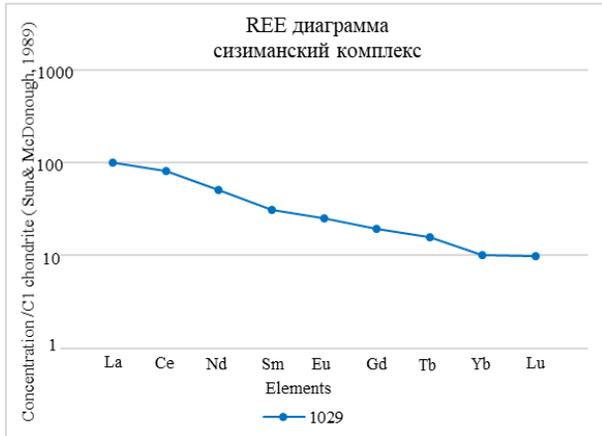
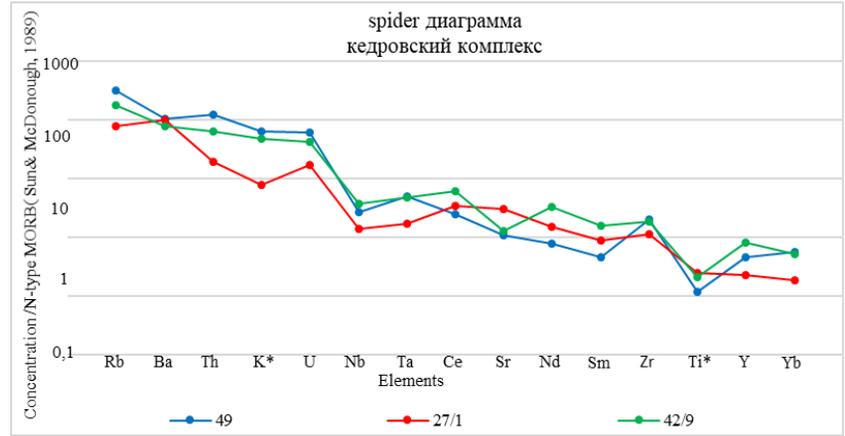
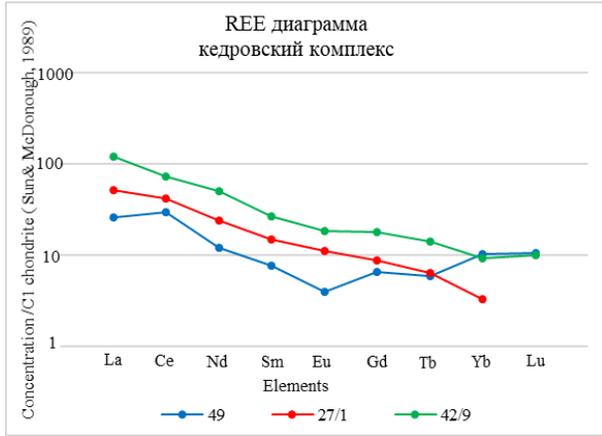


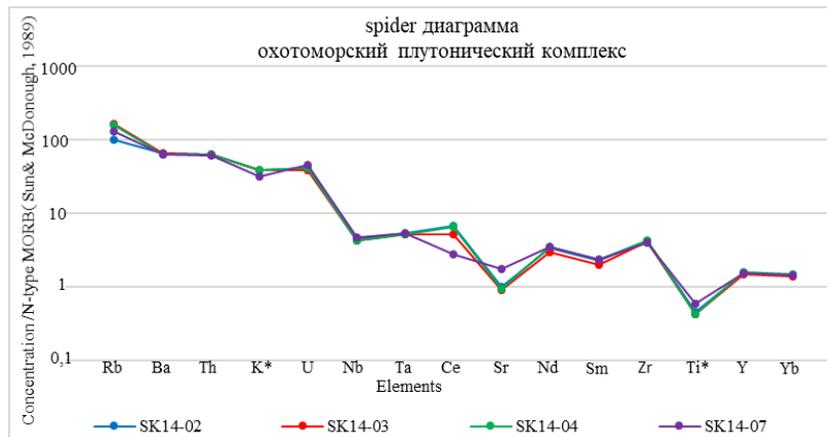
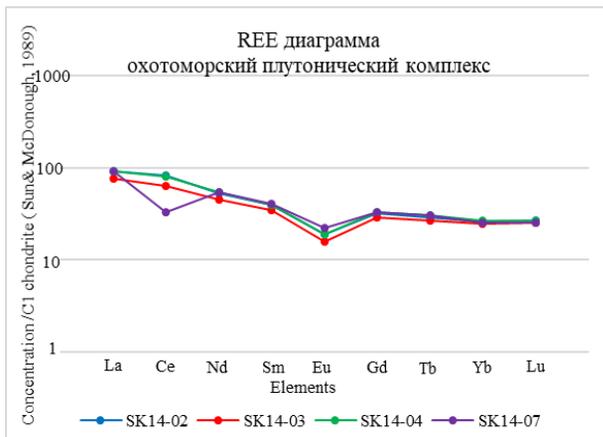
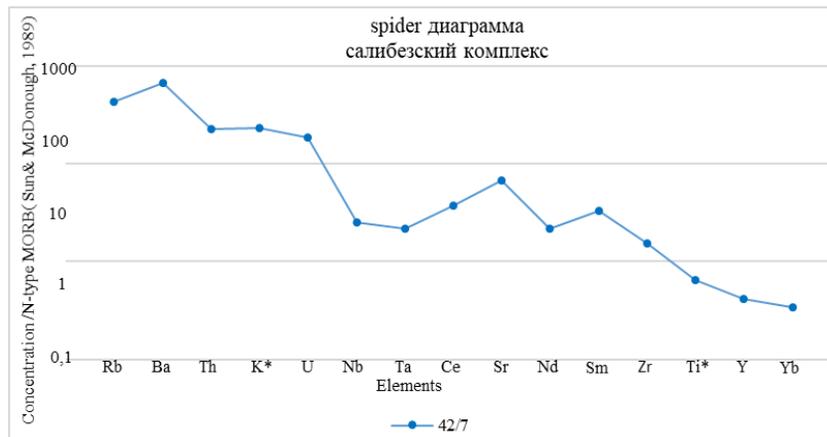
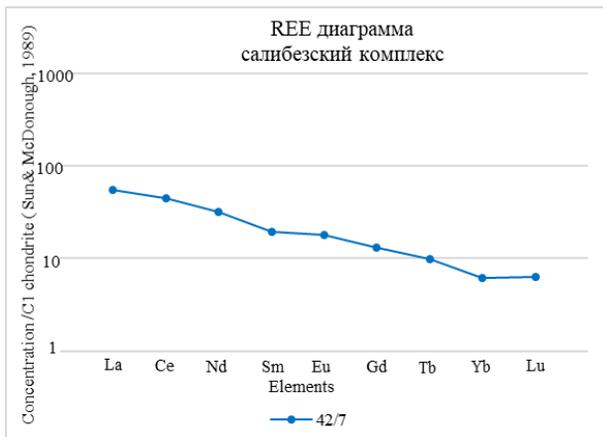


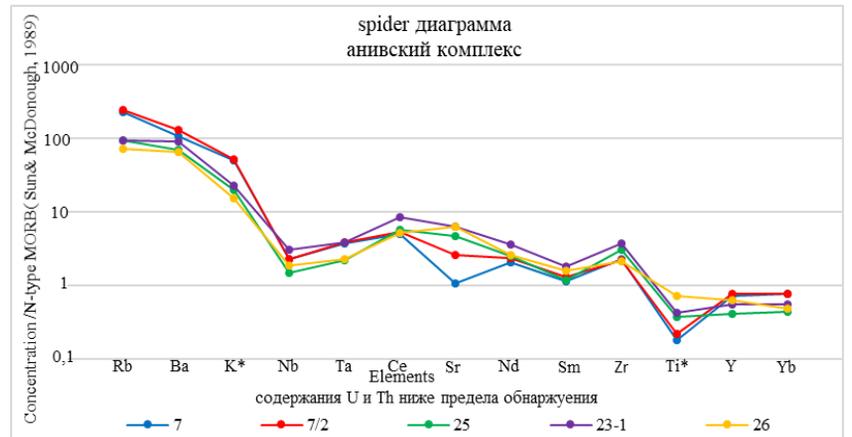
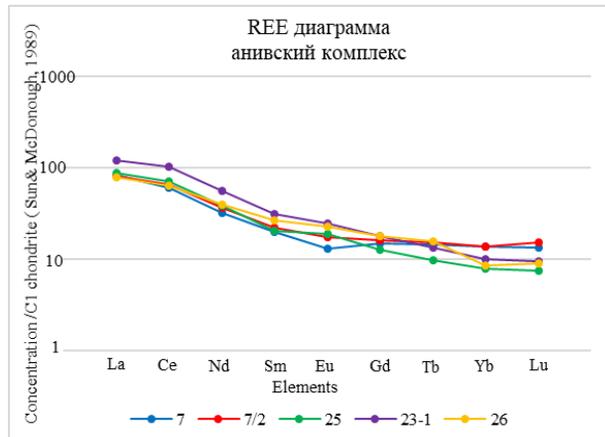
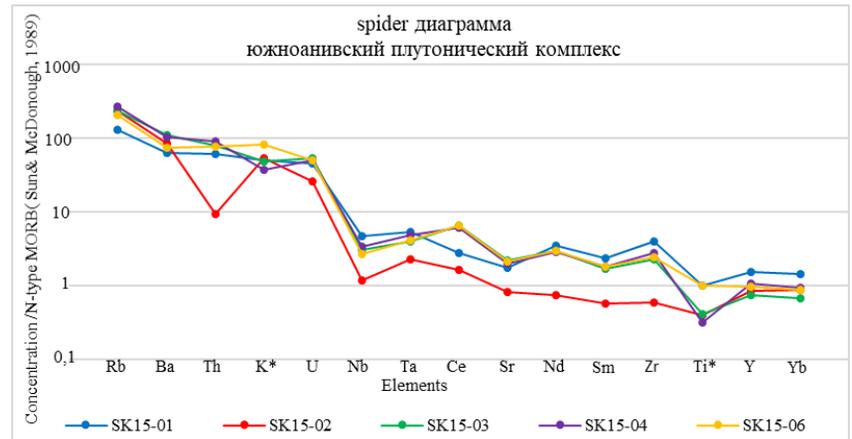
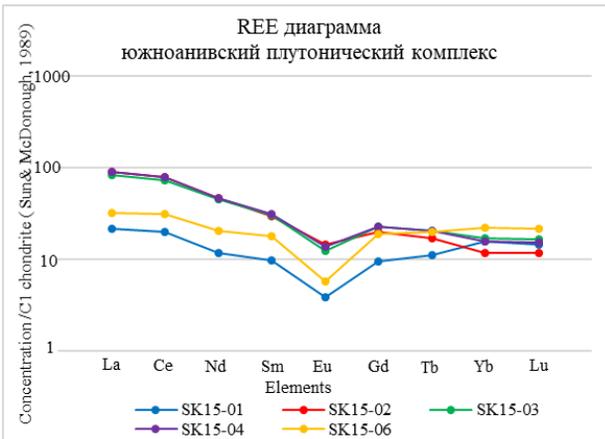


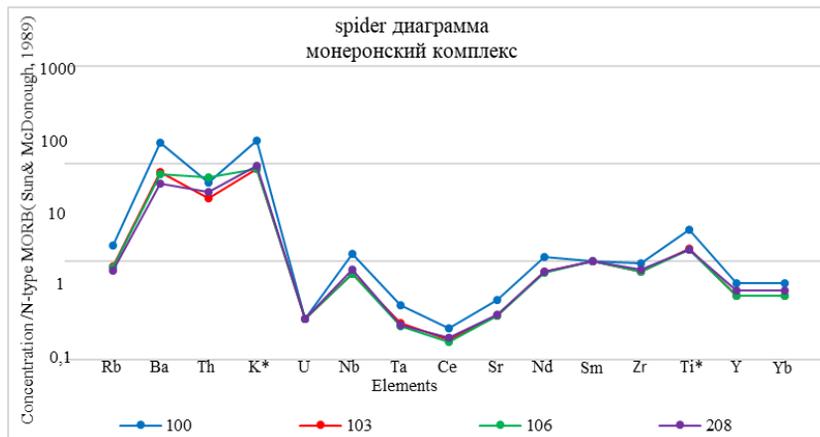
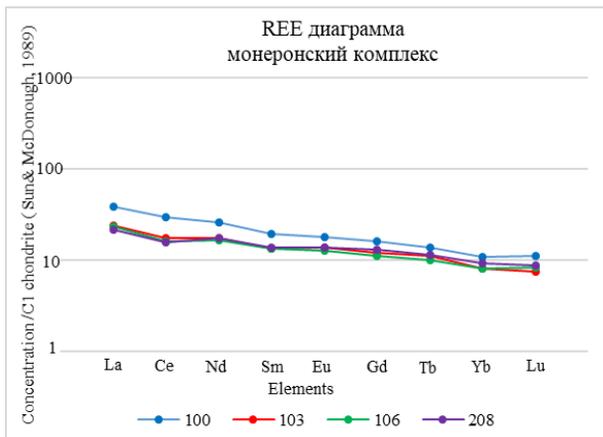












*Концентрации рассчитаны из оксидов K_2O и TiO_2 соответственно.

Список скважин, показанных на геологической карте

Номер на карте	Номер клетки	Название скважины	Номер источника по списку литературы
1	I-7	Старомаячинская-1	[Жаров, 2000]
2	I-7	Старомаячинская-2	
3	II-8	Соловьевская I	»
4	II-8	Площадь Анивская	»
5	III-8	Площадь Восточно-Луговская	»
6	III-8	Площадь Лозинская	»
7	III-8	Площадь Таранайская	»
8	III-8	Площадь Зеленодольская	»
9	III-7	Монеронская-1	
10	III-7	Виндиская-1	
11	III-9	Новиковская-1	
12	III-7	Кузнецовская -1	
13	III-8	Петровская -1	

Список скважин, показанных на карте четвертичных образований

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
II-4	1	Аллювиальные отложения. Галечники с валунами, гравийники, пески, суглинки (> 6 м)	
II-8	2	Паллостринные отложения верхней части голоцена. Торф. Скважина 15 м	[Государственная..., 2011], 4
II-8	3	Пролувиальные и делювиальные образования. Щебень, реже глыбы с суглинками, глинистые пески, песчаные глины, дресвяники, несортированные гравийно-галечники с супесями и песком. Скважина 18,75	[Государственная..., 2011], 291
II-8	4	Аллювиально-пролувиальные отложения. Гравийно-галечные отложения с песком, супесями, суглинками, линзы глин. Скважина 119 м	[Государственная..., 2011], 11
II-8	5	Морские отложения. Пески с гравием и галькой, с линзами супесей и суглинков второй 5–10-метровой террасой. Скважина 1202 м	[Государственная..., 2017], Песчанская 1-СП
III-9	6	Элювиальные образования. Глыбы, щебень с глинистым и суглинистым заполнителем, дресва, пески, глины. Скважина 5 м	[Государственная..., 2011], 55
III-9	7	Элювиальные и делювиальные образования. Глыбы, щебни, дресва, суглинки, супеси с дресвой и щебнем. Скважина 315,5 м	[Государственная..., 2011], 213
III-7	8	Аллювиально-пролувиальные отложения. Гравийно-галечные отложения с песком, супесями, суглинками, линзы глин. Скважина 275,5 м	[Государственная..., 2011], 34
III-9	9	Аллювиальные отложения. Галечники, гравий, пески с гравием и галькой, суглинки, супеси, редко глины песчанистые первой надпойменной террасы, поймы и русла. Скважина 56,1 м	[Государственная..., 2011], 197

Список пунктов по листам L-53 (акватория), L-54, для которых имеются определения радиоуглеродного возраста из четвертичных образований

Номер клетки	Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, тыс. лет	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
						Десятичные градусы (в. д.)	Десятичные градусы (с. ш.)		
I-4	1	Аллювиальные отложения нерасчлененные (аН)	Древесина	Радиоуглеродный	2,86 ± 0,107	47,857	138,243	№ 148 ТИГ-ДВГУ-58	[Короткий, 1989]
II-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	2,1 ± 0,005	47,098	138,615	№ 212 КИ-1485	[Короткий, 1989]
II-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	2,7 ± 0,08	47,098	138,615	№ 213 КИ-1486	[Короткий, 1989]
II-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	2,8 ± 0,05	47,098	138,615	№ 214 КИ-1487	[Короткий, 1989]
II-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	3,02 ± 0,04	47,098	138,615	№ 215 КИ-1488	[Короткий, 1989]
II-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	3,12 ± 0,05	47,098	138,615	№ 216 КИ-1762	[Короткий, 1989]
II-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	3,4 ± 0,08	47,098	138,615	№ 217 КИ-1763	[Короткий, 1989]
II-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	35,6 ± 0,04	47,098	138,615	№ 218 КИ-1764	[Короткий, 1989]
II-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	3,7 ± 0,05	47,098	138,615	№ 219 КИ-1765	[Короткий, 1989]
II-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	3,9 ± 0,07	47,098	138,615	№ 220 КИ-1766	[Короткий, 1989]

Номер клетки	Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, тыс. лет	Местонахождение точки отбора образца		Авторский номер пункта (номер пробы)	Источник по списку литературы
						Десятичные градусы (в. д.)	Десятичные градусы (с. ш.)		
П-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	4 ± 0,08	47,098	138,615	№ 221 КИ-1767	[Короткий, 1989]
П-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	4,2 ± 0,09	47,098	138,615	№ 222 КИ-1768	[Короткий, 1989]
П-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	4,65 ± 0,06	47,098	138,615	№ 223 КИ-1769	[Короткий, 1989]
П-4	2	Палюстринные образования (рIII-Н)	Торф	Радиоуглеродный	4,9 ± 0,055	47,098	138,615	№ 224 КИ-1770	[Короткий, 1989]
П-4	3	Аллювиальные отложения нерасчлененные (аIII)	Древесина	Радиоуглеродный	40,04 ± 1,2	47,033	138,477	№ 149 КИ-(б/н)	[Короткий, 1989]
П-4	3	Аллювиальные отложения нерасчлененные (аIII)	Торф	Радиоуглеродный	29,429 ± 0,475	47,033	138,477	№ 150 ТИГ-ДВГУ-17	[Короткий, 1989]
П-4	3	Аллювиальные отложения нерасчлененные (аIII)	Торф	Радиоуглеродный	22,7 ± 0,081	47,033	138,477	№ 151 МАГ-341	[Короткий, 1989]
П-4	3	Аллювиальные отложения нерасчлененные (аIII)	Древесина	Радиоуглеродный	31,820 ± 0,75	47,033	138,477	№ 152 МАГ-340	[Короткий, 1989]
П-4	3	Аллювиальные отложения нерасчлененные (аIII)	Древесина	Радиоуглеродный	36,973 ± 0,678	47,033	138,477	№ 153 ТИГ-ДВГУ-16	[Короткий, 1989]

Список пунктов по листам L-53 (акватория), L-54, для которых имеются радиологические определения абсолютного возраста

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/ координата Y или географические координаты)
1	Мачтовая толща		Игниспумит риолита	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	110 ± 0,9	10/10	Настоящая работа	L-54-I	47,71011/ 138,19617
2	Татибинский комплекс	Интрузивное тело в кемской свите	Кварцевый диорит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	100,3 ± 1,1	17	Настоящая работа	L-54-I	47,71986/ 138,3229
3	Баппинский комплекс	Массив Вуэлля-Кемани	Лейкогранит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	83,7 ± 1,0	15/1	Настоящая работа	L-54-I	47,65927/ 138,22706
4	Баппинский комплекс, I фаза	Шток р. Исими	Диорит	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	80,8 ± 0,3	207/1	Настоящая работа	L-54-I	47,75959/ 138,30724
5	Баппинский комплекс, II фаза	Маинский массив	Лейкогранит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	73,2 ± 1,0	1/40a	Настоящая работа	L-54-I	47,99376/ 138,52666
6	Молибденовое оруденение	Маинский массив	Кварцевые прожилки, молибденит из кварцевых прожилков	Re-Os Изохрона молибденит	ЦИИ ВСЕГЕИ	81,9 ± 1,8	1022/1	Настоящая работа	L-54-I	
7	Верхнеудоминский комплекс	Река Акзу	Лейкогранит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	66 ± 1	23	Настоящая работа	L-54-I	47,63644/ 138,46166
8	Прибрежный комплекс	Кипрейный массив	Гранит амфибол-биотитов	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	52,6 ± 0,8	4	Настоящая работа	L-54-I	47,43635/ 138,7016
9	Прибрежный комплекс	Самаргинский	Кварцевый диорит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	52,0 ± 0,5	30	Настоящая работа	L-54-VII	47,28186/ 138,75168
10	Прибрежный комплекс	Река Сабу	Гранит	U-Pb SHRIMP	ЦИИ ВСЕГЕИ	55,2 ± 0,8	115	Настоящая работа	L-54-I	

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
11	Прибрежный комплекс	Золотой массив. Побережье Японского моря	Кварцевый диорит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	48,94 ± 0,7	28	Настоящая работа	L-54-VII	47,32739/ 138,98687
12	Прибрежный комплекс	Руч. Прыткий	Диорит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	52,3 ± 0,6 49,3 ± 0,4 62,96 ± 0,7	503	Настоящая работа	L-54-I	47,69187/ 138,35246
13	Якутинский комплекс	Бобковский массив	Гранит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	59,46 ± 0,57	41	Настоящая работа	L-54-XIII	46,49787/ 138,14137
14	Якутинский комплекс	Бобковский массив	Гранодиорит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	61,4 ± 1,2	1007	Настоящая работа	L-54-XIII	46,49693/ 138,00017
15	Богопольский комплекс		Риолит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	65,3 ± 0,7	50	Настоящая работа	L-54-XIII	46,34158/ 137,70834
16	Анивский дацитовый комплекс	Силл 660 м северо-западнее мыса Муловского	Риолит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	19,50 ± 0,32	7-2	Настоящая работа	L-54-V	47°57'58"/ 142°31'20"
17	Анивский дацитовый комплекс	Силл 260 м северо-западнее мыса Муловского	Риолит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	19,75 ± 0,4	7	Настоящая работа	L-54-V	47°57'50"/ 142°31'35"
18	Анивский дацитовый комплекс	Шток 400 м к северу от вершины горы Круглая	Дацит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	13,5 ± 0,2	25	Настоящая работа	L-54-XVI	5107784/ 24572865
19	Меланж полимиктовый	Коренной выход в клифе. Руч. Утесный	Базальт	Sm-Nd изохронный	ЦИИ ВСЕГЕИ	195 ± 44 eNd = 6,6	15	Настоящая работа	L-54-XVIII	5164496/ 24658817
20	Меланж полимиктовый	Коренной выход псефито-псаммитовых микститов. Побережье зал. Анива. Устье р. Горная	Псефито-псаммитовый микстит	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	Области сноса 187,5 ± 1,6 n = 5 170,44 ± 0,89 n-8 127,7 ± 1,4 n-6	10a	Настоящая работа	L-54-XVIII	5165948/ 24652934

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
21	Меланж полимиктовый	Коренной выход псефито-псаммитовых микстигов. Побережье зал. Анива. Устье р. Горная	Псефито-псаммитовый микстит	Re-Os Изохронный пирит	ЦИИ ВСЕГЕИ	98 ± 44	10а	Настоящая работа	L-54-XVIII	5165948/ 24652934
22	Чеховский андезит-базальтовый комплекс	Силл. Побережье Татарского пролива. Устье р. Яблоновая	Базальт	Sm-Nd изохронный	ЦИИ ВСЕГЕИ	142 ± 29 eNd = 4,6	39-1	Настоящая работа	L-54-V	5276195/ 24572272
23	Нижнемонеронская толща	Скважина Монеронская 1, 4010 м	Базальт цеолитизированный хлоритизированный	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	86,3 ± 5,5; n = 3 54,7 ± 2,6; n = 2 21,71 ± 0,95 n = 1	60-1	Настоящая работа	L-54-XVI	46°14'40"/ 141°15'00"
24	Нижнемонеронская толща	Скважина Монеронская 1, 3685 м	Базальт цеолитизированный и хлоритизированный	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	Спектр 2448 ± 23 1614 ± 16 n = 2	60-5	Настоящая работа	L-54-XVI	46°14'40"/ 141°15'00"
25	Нижнемонеронская толща	Скважина Монеронская 1, 2300 м	Базальт цеолитизированный и хлоритизированный	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	1750 ± 16 1489 ± 14 1653 ± 16 2623 ± 21 1064 ± 11 1343 ± 13 1953 ± 21	60-7	Настоящая работа	L-54-XVI	46°14'40"/ 141°15'00"
26	Нижнемонеронская толща	Скважина Монеронская 1, 1500 м	Литокласт из агломератового гидроэксплозивного туфа базальта	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	104 ± 34 n = 2 Спектр от 1551 до 1838-8 измерений	60-19	Настоящая работа	L-54-XVI	46°14'40"/ 141°15'00"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
27	Нижнемонеронская толща	Скважина Монеронская 1, 3367 м	Андезитобазальт измененный	К-Аг Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	87 ± 2	60-4	Настоящая работа	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
28	Нижнемонеронская толща	Скважина Монеронская 1, 2204 м	Андезитобазальт измененный	К-Аг Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	126 ± 4	60-9	Настоящая работа	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
29	Чеховский андезитобазальтовый комплекс	Субвулканическое тело. Гора Почтовая (т.н. 62)	Двупироксеновый андезит	К-Аг Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	37 ± 1	П-1	Настоящая работа	L-54-XI	5211700/24610184
30	Чеховский андезитобазальтовый комплекс	Охотоморское побережье, 8 км к северу от устья р. Мануй	Гидроэксплозивный туф базальта	К-Аг Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	50 ± 3,0	3-2	Настоящая работа	L-54-V	5319700/24614150
31	Чеховский андезитобазальтовый комплекс	Охотоморское побережье, 3,6 км к северу от устья р. Мануй	Гидроэксплозивный туф андезитобазальта	К-Аг Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	16 ± 0,4	152-1	Настоящая работа	L-54-V	5312891/24614012
32	Чеховский андезитобазальтовый комплекс	Охотоморское побережье, 4,4 км к северу от устья р. Мануй	Гидроэксплозивный туф базальта	К-Аг Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	36 ± 0,7	155	Настоящая работа	L-54-V	5313573/24614118
33	Анивский дацитовый комплекс вулканический	П-ов Крильонский. Побережье зал. Анива. 400 м юго-восточнее устья р. Птичь. Бенч	Андезитобазальт	К-Аг Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	11 ± 0,3	158	Настоящая работа	L-54-XVII	5102735/24591652
34	Анивский дацитовый комплекс вулканический	П-ов Крильонский. Побережье зал. Анива. 325 м от устья р. Птичь. Клиф	Андезитобазальт	К-Аг Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	13 ± 1,0	159	Настоящая работа	L-54-XVII	5102726/24591620
35	Анивский дацитовый комплекс вулканический	П-ов Крильонский. Побережье зал. Анива. 1 км от устья р. Птичь. Клиф	Андезитобазальт	К-Аг Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	10 ± 0,8	160	Настоящая работа	L-54-XVII	5103722/24591853

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
36	Анивский дацитовый комплекс	П-ов Крильонский. Побережье зал. Анива	Трахиандезит	К-Ar Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	13 ± 0,7	163	Настоящая работа	L-54-XVII	5098382/ 24589877
37	Анивский дацитовый комплекс вулканический	П-ов Крильонский. Побережье зал. Анива. 200 м западнее мыса Канабеева	Андезибаза́лт	К-Ar Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	7 ± 0,4	164	Настоящая работа	L-54-XVII	5104685/ 24592125
38	Монеронский базальтовый комплекс	Тело базальтов. О. Монерон, бух. Чупрова	Базальт	К-Ar Валовая проба	Лаборатория изотопной геохимии ИГЕМ РАН	12,1 ± 0,7	100	Настоящая работа	L-54-XVI	5125345/ 24519386
39	Монеронский базальтовый вулканический комплекс	Пластообразные тела. 200 м к югу от мыса Северный	Базальт	К-Ar Валовая проба	Лаборатория изотопной геохимии ИГЕМ РАН	9,0 ± 0,4	103	Настоящая работа	L-54-XVI	5127378/ 24518175
40	Монеронский базальтовый вулканический комплекс	Дайка о. Монерон. 1400 м южнее мыса Сивучий	Габбро-порфирит оливиновый, слабохлоритизированный	К-Ar Валовая проба	Лаборатория изотопной геохимии ИГЕМ РАН	12,4 ± 0,4	106	Настоящая работа	L-54-XVI	5126570/ 24516555
41	Монеронский базальтовый вулканический комплекс	Тело долеритов. О. Монерон. 200 м к северо-западу от мыса Обсервация	Долерит	К-Ar Валовая проба	Лаборатория изотопной геохимии ИГЕМ РАН	12,9 ± 1,0	208	Настоящая работа	L-54-XVI	5123955/ 24519940
42	Холмская свита(?)	Приконтактовая зона риолитового тела. 660 м северо-западнее мыса Муловского	Окремненный алевролит(?), приконтактовое стекло	К-Ar Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	52,0 ± 1,0	7-1	Настоящая работа	L-54-V	47°57'58"/ 142°31'20"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
43	Анивский дацитовый комплекс	Субвулканическое тело. Мыс Виндис	Кварцевый диорит-порфирит альбитизирован, серицитизирован	К-Ag Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	15,00 ± 1,0	20	Настоящая работа	L-54-XVI	46°06'56"/141°55'11"
44	Анивский дацитовый комплекс	Субвулканическое тело, 900 м южнее устья р. Кузнецовка	Плагиодацит	К-Ag Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	15,00 ± 1,0	22	Настоящая работа	L-54-XVI	46°03'02"/141°55'21"
45	Анивский дацитовый комплекс	Субвулканическое тело, мыс Замирайлова Голова	Кварцев. метадолерит, альбитиз., карбонатиз	К-Ag Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	15,00 ± 1,0	24	Настоящая работа	L-54-XVI	46°01'44"/141°56'04"
46	Чеховский андезибазальтовый комплекс	Литокласт из гидроэксплозивного туфа. Побережье в 300 м от устья р. Чеховка	Литокласт оливкового? долерита с вторичным биотитом?	К-Ag Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	42,00 ± 3,0	29	Настоящая работа	L-54-IV	47°25'53"/141°58'25"
47	Чеховский андезибазальтовый комплекс вулканический	Гидроэксплозивный туф. Побережье в 1,3 км севернее устья р. Чеховка	Гидроэксплозивный туф базальта хлоритизирован, серицитизирован	К-Ag Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	25,00 ± 2,00	30	Настоящая работа	L-54-IV	47°26'45"/141°57'50"
48	Чеховский андезибазальтовый комплекс вулканический	Гидроэксплозивный туф. Побережье в 1,3 км севернее устья р. Чеховка	Гидроэксплозивный туф базальта хлоритизирован, альбитизирован	К-Ag Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	21,0 ± 1,0	35	Настоящая работа	L-54-IV	47°26'45"/141°58'14"
49	Чеховский андезибазальтовый комплекс вулканический	Субвулканическое тело. Побережье в 240 м севернее мыса Яблоновый	Долерит слабо изменен (хлоритизирован)	К-Ag Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	31,0 ± 2,0	37	Настоящая работа	L-54-IV	47°37'17"/141°57'42"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/ координата Y или географические координаты)
50	Чеховский андезибазальтовый комплекс вулканический	Гидроэкспозивный туф. Побережье в 200 м южнее устья р. Сенокосная	Литокласт долерита двупироксеновый	K-Ar Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	25,0 ± 1,0	43	Настоящая работа	L-54-IV	47°35'23"/ 141°57'43"
51	Новиковский метагаббровый комплекс	Охотоморское побережье, район устья р. Водопадная	Габбро	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	161,1 ± 1,4	119-3	Настоящая работа	L-54-XVIII	46,523 143,531
52	Сусунайский метаморфический комплекс. Зеленосланцевый подкомплекс	Обнажение Побережье Охотского моря. Мыс Острый	Филлитовый сланец	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	83,1 ± 1,0 n = 8 152,5 ± 2,4 n = 2 241,4 ± 3,6 n = 2 спектр 1517,0 ± 15 1809,0 ± 15 1840,0 ± 16 1844,0 ± 16 1922,0 ± 18 1938,0 ± 17 2276,0 ± 19	18925	Настоящая работа	L-54-XII	47,226 143,018
53	Сусунайский метаморфический комплекс	Обнажение Побережье Охотского моря	Кварц-хлорит-серпентинитовый сланец	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	70,6 ± 1,1 n = 9 2563 n = 1	18908	Настоящая работа	L-54-XI	

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/ координата Y или географические координаты)
54	Сунайский метаморфический комплекс	Обнажение	Глаукофан-хлоритовый сланец	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	109,3 ± 1,7 n = 2 спектр 175,5 ± 1,7 161,1 ± 1,6 238,3 ± 2,9 985,0 ± 10 598,4 ± 5,6	18911/5	Настоящая работа	L-54-XI	47,066 142,946
55	Сунайский метаморфический комплекс. Зеленосланцевый подкомплекс	Обнажение	Эпидот-кроссит-рибекитовый сланец	U-Pb SHRIMP циркон	ЦИИ ВСЕГЕИ	67,6 ± 0,4 n = 20 252,1 ± 4,7 n = 2	18920	Настоящая работа	L L-54-XI	47,106 142,894
56	Аракайский андезитовый комплекс вулканический	Литокласт в псефитовых туфах р. Томаринка, в 3 км выше устья	Литокласт пироксенового андезита	K-Ar Валовая проба		26,0 ± 0,82	S-99a	T. Такеучи Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 103. No. 1, p. 67–79	L-54-V	47°45'20"/ 142°08'00"
57	Аракайский андезитовый комплекс вулканический	Литокласт в псефитовых туфах р. Томаринка, в 3 км выше устья	Литокласт пироксенового андезита	K-Ar Валовая проба		26,0 ± 0,82	S-99b	T. Такеучи Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 103. No. 1, p. 67–79	L-54-V	47°45'20"/ 142°08'00"
58	Чеховский андезитовый комплекс вулканический	Лава? Река Красноярка, в 0,8 км от устья	Пироксеновый андезит	K-Ar Валовая проба		21,4 ± 0,71	S-75a	T. Такеучи Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 103. No. 1, p. 67–79	L-54-V	47°24'23"/ 142°00'20"
59	Чеховский андезитовый комплекс вулканический	Лава? Река Красноярка, в 0,8 км от устья	Пироксеновый андезит	K-Ar Валовая проба		21,06 ± 0,70	S-75b	T. Такеучи Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 103. No. 1, p. 67–79	L-54-V	47°24'23"/ 142°00'20"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/ координата Y или географические координаты)
60	Аракайский андезитовый комплекс вулканический	Литокласт в псефитовых туфах р. Середка (пр. приток р. Кострома), в 1,5 км от устья	Пироксеновый андезит	К-Ar Валовая проба		28,04 ± 0,88	S-60a	Т. Такеучи Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 103. No. 1, p. 67–79	L-54-XI	47°15'30"/ 142°14'25"
61	Аракайский андезитовый комплекс вулканический	Литокласт в псефитовых туфах р. Середка (пр. приток р. Кострома), в 1,5 км от устья	Пироксеновый андезит	К-Ar Валовая проба		27,1 ± 0,85	S-60b	Т. Такеучи Jour. Geol. Soc. Japan, Vol. 103. No. 1, p. 67–79	L-54-XI	47°15'30"/ 142°14'25"
62	Аракайский андезитовый комплекс вулканический	Силл. Побережье, район г. Холмск	Оливиновый базальт (долерит) хлоритизированный	К-Ar Валовая проба	Институт Изучения земных недр Университета Окаяма	38,7 ± 1,2	S-12	С. Окамура The Island Arc No. 7, p. 271–282	L-54-XI	Нет
63	Аракайский андезитовый комплекс вулканический	Дайка. Побережье, район г. Холмск	Оливиновый базальт (долерит) хлоритизированный	К-Ar Валовая проба	Институт Изучения земных недр Университета Окаяма	30,7 ± 0,7	S-17	С. Окамура The Island Arc No. 7, p. 271–282	L-54-XI	Нет
64	Чеховский андезитовый комплекс вулканический	Лава? (60 м) Побережье, район г. Чехов	Двупироксеновый оливиновый базальт	К-Ar Валовая проба	Институт Изучения земных недр Университета Окаяма	16,9 ± 0,4	S-11	С. Окамура The Island Arc No. 7, p. 271–282	L-54-V	Нет
65	Чеховский андезитовый комплекс вулканический	Литокласт в гидроксиплозивном туффите. Побережье, район г. Чехов	Литокласт толеитового базальта	К-Ar Валовая проба	Аналитический центр Института Земной коры СО РАН г. Иркутск	18,3 ± 0,8	cx-02-332	Рассказов и др. Тихоокеанская геология, т. 24, № 2. С. 10–32	L-54-V	47°26'50"/ 141°57'54"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/ координата Y или географические координаты)
66	Чеховский андезибазальтовый комплекс вулканический	Литокласт в гидроэксплозивном туффите. Побережье, южнее г. Чехов	Амфибол из базальта	К-Ag Валовая проба	Аналитический центр Института Земной коры СО РАН г. Иркутск	9,6±0,5	сх-02-333А	Рассказов и др. Тихоокеанская геология, т. 24, № 2. С. 10–32	L-54-V	47°26'31"/141°58'02"
67	Чеховский андезибазальтовый комплекс вулканический	Тело чеховского комплекса(?) в невельской свите. Река Сучковатая, правый борт у старой дороги Южно-Сахалинск–Холмск	Брекчия андезитов тектоническая(?) (гидроэксплозивный псаммитовый(?) туффит) пропилитизированный	К-Ag Валовая проба	Аналитический центр Института Земной коры СО РАН г. Иркутск	8,6±0,5	сх-02-336	Рассказов и др. Тихоокеанская геология, т. 24, № 2. С. 10–32	L-54-XI	47°02'40"/142°26'40"
68	Анивский дацитовый комплекс вулканический	Силл. г. Хмелевка, карьер у дороги поселков Взморье–Арсентьевка	Основная масса (кварц полевошпатовая) из риодацита	К-Ag Основная масса	ИГЕМ РАН, Москва	21,3±1,3	14	В. А. Лебедев. Научно-технический отчет ИГЕМ РАН, 2001	L-54-V	47°52'25"/142°29'07"
69	Анивский дацитовый комплекс вулканический	Силл. г. Хмелевка, карьер у дороги поселков Взморье–Арсентьевка	Плагиоклаз (тяж. фракция) из риодацита	К-Ag плагиоклаз	ИГЕМ РАН, Москва	23,5±2,5	14/1	В. А. Лебедев. Научно-технический отчет ИГЕМ РАН, 2001	L-54-V	47°52'25"/142°29'07"
70	Анивский дацитовый комплекс вулканический	Силл. г. Хмелевка, карьер у дороги поселков Взморье–Арсентьевка	Основная масса (кварц полевошпатовая) из риодацита	К-Ag Основная масса	ИГЕМ РАН, Москва	20,2±1,3	15-3	В. А. Лебедев. Научно-технический отчет ИГЕМ РАН, 2001	L-54-V	47°52'25"/142°29'07"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
71	Анивский дацитовый комплекс вулканический	Силл. г. Хмелевка, карьер у дороги поселков Взморье–Арсентьевка	Амфибол из риодацита	К-Аг Амфибол	ИГЕМ РАН, Москва	25,8 ± 2,5	15-3/1	В. А. Лебедев. Научно-технический отчет ИГЕМ РАН, 2001	L-54-V	47°52'25"/ 142°29'07"
72	Анивский дацитовый комплекс вулканический	Силл. г. Хмелевка, карьер у дороги поселков Взморье–Арсентьевка	Основная масса (кварц полевошпатовая) из риодацита	К-Аг Основная масса	ИГЕМ РАН, Москва	19,1 ± 1,1	16	В. А. Лебедев. Научно-технический отчет ИГЕМ РАН, 2001	L-54-V	47°52'25"/ 142°29'07"
73	Анивский дацитовый комплекс вулканический	Силл. г. Хмелевка, карьер у дороги поселков Взморье–Арсентьевка	Полевой шпат из риодацита	К-Аг Полевой шпат	ИГЕМ РАН, Москва	19,1 ± 1,1	16/1	В. А. Лебедев. Научно-технический отчет ИГЕМ РАН, 2001	L-54-V	47°52'25"/ 142°29'07"
74	Сусунайский метаморфический комплекс	Обнажение. Пр. борт р. Перевальная (пр. приток р. Рогатка) в 1 км выше устья	Рибекитовый сланец	К-Аг Валовая проба	ГИН РАН, Москва	67 ± 1,7	65/1	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XI	46°58'34"/ 142°49'10"
75	Сусунайский метаморфический комплекс	Обнажение. Пр. борт р. Перевальная (пр. приток р. Рогатка) в 1 км выше устья	Рибекит-глаукофановый сланец	К-Аг Валовая проба	ГИН РАН, Москва	85 ± 1	68/17	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XII	47°05'00"/ 143°01'00"
76	Охотоморский гранодиоритовый комплекс	Дайка. Охотское побережье, в 0,1 км южнее устья р. Гремучка	Риолит	К-Аг Валовая проба	ГИН РАН, Москва	45 ± 0,6	1518-5	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°39'10"/ 143°30'10"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
77	Охотоморский гранодиоритовый комплекс	Шток. Охотское побережье, в районе устья р. Быстрая	Гранодиорит биотитизированный	К-Аг биотит	ГИН РАН, Москва	36,7 ± 0,3	1641	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°41'53"/143°27'40"
78	Южноанивский гранитный комплекс	Шток. Побережье зал. Анива в 2,6 км севернее мыса Анива	Биотитовый гранит	К-Аг биотит	ГИН РАН, Москва	40,8 ± 0,5	1673-4	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°06'00"/143°24'30"
79	Южноанивский гранитный комплекс	Шток. В 1 км севернее мыса Павловича	Биотитовый гранит	К-Аг биотит	ГИН РАН, Москва	34,7 ± 0,4	1683-1	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°01'55"/143°24'30"
80	Охотоморский гранодиоритовый комплекс	Шток. Междуручье Бурия–Жуковка	Гранодиорит-порфир	К-Аг Амфибол	ГИН РАН, Москва	46 ± 1,6	1894-1	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°41'31"/143°29'12"
81	Охотоморский гранодиоритовый комплекс	Шток. Междуручье Бурия–Жуковка	Гранодиорит-порфир	К-Аг Амфибол	ГИН РАН, Москва	22,3 ± 0,2	1894-4	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	
82	Охотоморский гранодиоритовый комплекс	Шток. Междуручье Бурия–Жуковка	Гранодиорит-порфир	К-Аг Амфибол	ГИН РАН, Москва	48,5 ± 1,9	1895-1	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°41'41"/143°28'24"
83	Охотоморский гранодиоритовый комплекс плутонический	Шток. Лев. борт верховья р. Жуковка (500 м к востоку от седловины Жуковка–Нака)	Гранодиорит-порфир	К-Аг Амфибол	ГИН РАН, Москва	37,4 ± 0,8	1903-4	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°42'00"/143°28'40"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
84	Новиковский метагаббровый комплекс плутонический	Тектоническая пластина. Охотоморское побережье района устья р. Водопадная	Габбро-амфиболит	К-Ag Амфибол	ГИН РАН, Москва	110 ± 1,0	2299-2	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°31'25"/143°31'50"
85	Новиковский метагаббровый комплекс плутонический	Тектоническая пластина. Охотоморское побережье район устья р. Водопадная	Габбро-амфиболит	К-Ag Амфибол	ГИН РАН, Москва	147 ± 1,2	2299-32	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°31'15"/143°31'50"
86	Меланж полимиктовый	Обнажение. Лев. борт р. Песковка в 1,5 км южнее г. Смелых	Кварц-серицитовый бластокатаклазит	К-Ag Валовая проба	ГИН РАН, Москва	43,5 ± 1,7	2652	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XI	46°56'56"/142°52'48"
87	Сусунайский метаморфический комплекс. Зеленосланцевый подкомплекс	Обнажение. Река Сокол, в 5,5 м выше устья	Гранатовый амфиболит	К-Ag Амфибол	ГИН РАН, Москва	135 ± 1	2709	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XI	47°50'00"/142°48'05"
88	Сусунайский метаморфический комплекс. Зеленосланцевый подкомплекс	Обнажение. верховье р. Комиссаровка	Амфиболит	К-Ag Амфибол	ГИН РАН, Москва	133 ± 1	2711	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XI	46°53'48"/142°54'05"
89	Удальский риолитовый гипабиссальный комплекс малых интрузий	Дайка. Река Найденова (пр. приток р. Найба) в 625 м юго-восточнее горы Чкаловская	Риолит	К-Ag биотит	ГИН РАН, Москва	68,4 ± 2,4	4404	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XI	47°18'42"/142°31'20"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/ координата Y или географические координаты)
90	Охотоморский гранодиоритовый комплекс плутонический	Шток. В 100 м выше устья безымянного ручья, впадающего в Охотское море в 1,5 км южнее устья р. Буря	Кварцевый диорит	К-Ar Валовая проба	СВКНИИ, Магадан	57,4 ± 5,0	758	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°40'10"/ 143°29'45"
91	Охотоморский гранодиоритовый комплекс плутонический	Шток. Охотское побережье, в 0,5 км южнее устья безымянного ручья, впадающего в Охотское море в 0,9 км южнее устья р. Буря	Гранодиорит	Трековый циркон (по 10 цирконам)	Университет Хоккайдо	63,3 ± 4,0	1617-5	А. Э. Жаров. Геологическое строение..., 2004	L-54-XVIII	46°40'00"/ 143°29'55"
92	Меланж полимиктовый	Обнажение. Охотское побережье, в 0,5 км севернее мыса Бол. Быкова	Кварц-альбит-слюдяно-хлоритовый сланец	К-Ar Серицит	Унив. Окаяма	64,5 ± 1,5	KURO43	N. Gouchi. Jour. Fac. Sci. Hokkaido University, vol. 23. No. 2, p. 281–286	L-54-XII	47°08'40"/ 143°01'40"
93	Сусунайский метаморфический комплекс. Зеленосланцевый комплекс	Обнажение. Охотское побережье, мыс Быкова	Плоичатый кварц-альбит-слюдяно-хлоритовый сланец	К-Ar Мусковит	Унив. Окаяма	68,4 ± 1,6	7659	N. Gouchi. Jour. Fac. Sci. Hokkaido University, vol. 23. No. 2, p. 281–286	L-54-XII	47°08'40"/ 143°02'20"
94	Меланж полимиктовый	Обнажение. Охотское побережье, севернее мыса Сенявина в 2 км	Кварц-альбит-слюдяно-хлоритовый сланец	К-Ar Серицит	Унив. Окаяма	61,7 ± 1,8	7307	N. Gouchi. Jour. Fac. Sci. Hokkaido University, vol. 23. No. 2, p. 281–286	L-54-V	Нет

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/ координата Y или географические координаты)
95	Меланж полимиктовый	Обнажение. Охотское побережье, севернее мыса Сенявина в 2 км	Плойчатый кварц-альбит-слодяно-хлоритовый сланец	К-Ar Серицит	Унив. Окаяма	59,2 ± 1,4	7311	N. Gouchi. Jour. Fac. Sci. Hokkaido University, vol. 23. No. 2, p. 281–286	L-54-V	Нет
96	Монеронский базальтовый вулканический комплекс	Северо-восточное побережье о. Монерон (в 1,0 км юго восточнее мыса Северный)	Метадолерит. Покровная фация	К-Ar Валовая	ЦЛ Приморское ГУ	51	б/н	В. В. Куделькин и др. // Рельеф и структура..., 1981, с. 81–88	L-54-XVI	46°17'00"/141°14'10"
97	Монеронский базальтовый вулканический комплекс	Покровная фация. Северо-восточное побережье о. Монерон (в 1,0 км юго восточнее мыса Северный)	Метадолерит	К-Ar Валовая	ЦЛ Приморское ГУ	52,3	б/н	В. В. Куделькин и др. // Рельеф и структура..., 1981, с. 81–88	L-54-XVI	46°17'00"/141°14'10"
98	Нижнемонеронская толща	Керн скв. Монеронская 1, гл. 1501 м	Лавы и лавобрекчи палагонитовых базальтов	К-Ar Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	98 ± 12	б/н	Б. Н. Пискунов ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647–650	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
99	Нижнемонеронская толща	Керн скв. Монеронская 1, гл. 1550 м	Лавы и лавобрекчи палагонитовых базальтов	К-Ar Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	118 ± 7	б/н	Б. Н. Пискунов ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647–650	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
100	Нижнемонеронская толща	Керн скв. Монеронская 1, гл. 1660 м	Лавы и лавобрекчи трахиандезитовых базальтов	К-Ar Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	103 ± 13	б/н	Б. Н. Пискунов ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647–650	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
101	Нижнемонеронская толща	Керн скв. Монеронская 1, гл. 2002 м	Лавы и лавобрекчии афировых миндалекаменных базальтов	К-Ag Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	59 ± 3	б/н	Б. Н. Пискунов ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647–650	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
102	Нижнемонеронская толща	Керн скв. Монеронская 1, гл. 2360 м	Лавы и лавобрекчии плагиоклазовых базальтов	К-Ag Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	90 ± 7	б/н	Б. Н. Пискунов ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647–650	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
103	Нижнемонеронская толща	Керн скв. Монеронская 1, гл. 2750 м	Лавы и лавобрекчии афировых базальтов	К-Ag Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	85 ± 1	б/н	Б. Н. Пискунов ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647–650	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
104	Нижнемонеронская толща	Керн скв. Монеронская 1, гл. 3686 м	Метабазальт	К-Ag Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	141 ± 3	б/н	Б. Н. Пискунов ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647–650	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
105	Нижнемонеронская толща	Керн скв. Монеронская 1, гл. 3720 м	Метабазальт	К-Ag Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	77 ± 3	б/н	Б. Н. Пискунов ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647–650	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
106	Нижнемонеронская толща	Керн скв. Монеронская 1, гл. 3865 м	Лавы и лавобрекчии афировых базальтов	К-Ag Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	86 ± 5	б/н	Б. Н. Пискунов ДАН СССР, т. 226, № 3, 1976, с. 647–650	L-54-XVI	46°14'40"/141°15'00"
107	Утеснинская толща	Олистолит из олисто-стромовой толщи. Устье р. Островка	Гиалокластит	К-Ag Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	90 ± 0	32з	В. К. Гаврилов. ДАН СССР, т. 286, № 6, 1986, с. 1466–1469	L-54-XVIII	46°25'00"/143°19'40"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X, координата Y или географические координаты)
108	Утеснинская толща	Олистолит из олисто- стромовой толщи. Устье р. Островка	Гиалокластит	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новоси- бирск	67 ± 1,0	32с	В. К. Гаврилов. ДАН СССР, т. 286, № 6, 1986, с. 1466– 1469	L-54-XVIII	46°25'00"/ 143°19'40"
109	Утеснинская толща	Олистолит из олисто- стромовой толщи. Побережье руч. Утес- ный–пос. Озерский	Базальт	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новоси- бирск	106 ± 5,0	922/3	В. К. Гаврилов. ДАН СССР, т. 286, № 6, 1986, с. 1466– 1469	L-54-XVIII	46°35'57"/ 143°04'30"
110	Полифациальный меланж	Олистолит из олисто- стромовой толщи. Побережье руч. Утес- ный–пос. Озерский	Базальт	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новоси- бирск	71 ± 5,0	954/2	В. К. Гаврилов. ДАН СССР, т. 286, № 6, 1986, с. 1466– 1469	L-54-XVIII	Нет
111	Евстафьевская свита (чайкинская толща)	Лавовый поток(?). Устье р. Горелая	Базальтоид	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новоси- бирск	71 ± 0	957-6	В. К. Гаврилов. ДАН СССР, т. 286, № 6, 1986, с. 1466– 1469	L-54-XVIII	46°36'15"/ 143°01'50"
112	Полифациальный меланж	Олистолит. Охотомор- ское побережье в 0,9 км южнее мыса Весёлый	Базальтоид	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новоси- бирск	65 ± 0	962/1	В. К. Гаврилов. ДАН СССР, т. 286, № 6, 1986, с. 1466– 1469	L-54-XVIII	46°27'20"/ 143°01'50"
113	Полифациальный меланж	Олистолит. Побережье руч. Утесный–пос. Озер- ский	Гиалокластит	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новоси- бирск	123 ± 0	972/1	В. К. Гаврилов. ДАН СССР, т. 286, № 6, 1986, с. 1466–1469	L-54-XVIII	46°35'50"/ 143°05'10"

№ п/п	Комплекс, толща	Объект датирования (массив, район)	Порода	Метод определения; минерал	Лаборатория	Возраст, млн лет	Авторский номер	Источник по списку литературы	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Географическая привязка (координата X/ координата Y или географические координаты)
114	Сусунайский метаморфический комплекс. Серпентинитовый меланж.	Олистолит. Верховья р. Комиссаровка	Амфиболит	К-Аг Валовая	Инст. геол. и геохрон. докембрия. Ленинград	206 ± 30	1/64	Добрецов. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР, 1974	L-54-XI	Нет
115	Сусунайский метаморфический комплекс. Зеленосланцевый комплекс	Верховье р. Комиссаровка (без конкретной привязки)	Метабазальт с красситом	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	178 ± 30	114 (В65)	Добрецов. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР, 1974	L-54-XI	46°53'48"/142°54'05"
116	Сусунайский метаморфический комплекс	Река Сокол, в 5,5 м выше устья	Эклогитоподобные кварц-гранат - клинопироксеновый метасоматит	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	133	108/65	Добрецов. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР, 1974	L-54-XI	47°50'00"/142°48'05"
117	Сусунайский метаморфический комплекс	Верховье р. Комиссаровка (без конкретной привязки)	Глаукофановый сланец	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	96	105/67	Добрецов. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР, 1974	L-54-XI	Нет
118	Сусунайский метаморфический комплекс	Верховье р. Комиссаровка (без конкретной привязки)	Зеленокаменная порода с лавсонитом	К-Аг Валовая	Лаб. геохрон. инст. геол. и геоф., Новосибирск	96	103в /67	Добрецов. Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР, 1974	L-54-XI	Нет

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ. <i>А. А. Аленичева, А. В. Лызганов, В. В. Иванова, П. Ю. Ковтунович</i>	3
СТРАТИГРАФИЯ	26
Сейсмостратиграфическое расчленение осадочного чехла. <i>В. В. Иванова, А. А. Аленичева</i>	27
Мезозойская эратема. <i>А. В. Лызганов, П. Ю. Ковтунович, Л. М. Чумаков, А. А. Аленичева</i>	30
Кайнозойская эратема. <i>В. В. Иванова, А. Е. Рыбалко, А. В. Лызганов, Л. М. Чумаков, А. А. Аленичева</i>	64
ЛИТОЛОГИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ДНА АКВАТОРИИ. <i>А. Е. Рыбалко</i>	129
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ. <i>А. А. Аленичева, А. В. Лызганов, Л. М. Чумаков</i>	137
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ. <i>Л. М. Чумаков, П. Ю. Ковтунович, А. В. Лызганов, А. А. Аленичева, Ю. Ю. Юрченко</i>	177
ТЕКТОНИКА. <i>А. В. Лызганов, В. В. Иванова, А. А. Аленичева, Л. М. Чумаков</i>	188
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ. <i>А. В. Лызганов, А. А. Аленичева, В. В. Иванова, Л. М. Чумаков, Т. П. Литвинова</i>	215
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>А. В. Лызганов, В. В. Иванова, Л. М. Чумаков, А. А. Аленичева</i>	218
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>А. В. Лызганов, А. Е. Рыбалко, Л. М. Чумаков, И. В. Котельникова</i>	229
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ. <i>А. А. Аленичева, А. В. Лызганов, Л. М. Чумаков, В. В. Иванова, Ю. Ю. Юрченко</i>	253
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>А. А. Аленичева, А. В. Лызганов, В. В. Иванова, Л. М. Чумаков, Ю. Ю. Юрченко</i>	325
НЕФТЕГАЗОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ОЦЕНКА РЕСУРСОВ УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ. <i>В. В. Иванова, Л. М. Чумаков, А. А. Аленичева</i> ..	347

ГИДРОГЕОЛОГИЯ. А. В. Лызганов, Л. М. Чумаков, Т. К. Иванова	379
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. А. В. Лызганов, Л. М. Чумаков, В. В. Иванова	397
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. А. В. Лызганов, В. В. Иванова, Л. М. Чумаков, А. А. Аленичева	416
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	423
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов, гидрохимических аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа L-(53),54 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	446
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов, гидрохимических аномалий, показанных на карте четвертичных образований листа L-(53),54 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	462
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерогенических подразделений	466
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	473
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	474
<i>Приложение 6.</i> Петрогеохимическая характеристика магматических образований	475
<i>Приложение 7.</i> Графики распределения редкоземельных элементов и микрокомпонентов.....	501
<i>Приложение 8.</i> Список скважин, показанных на геологической карте.....	512
<i>Приложение 9.</i> Список скважин, показанных на карте четвертичных образований	513
<i>Приложение 10.</i> Список пунктов по листам L-53 (акватория), L-54, для которых имеются определения радиоуглеродного возраста из четвертичных образований.....	514
<i>Приложение 11.</i> Список пунктов по листам L-53 (акватория), L-54, для которых имеются радиологические определения абсолютного возраста.....	516

Научное издание

Аленичева Антонина Андреевна
Лызганов Анатолий Васильевич
Иванова Варвара Викторовна
и др.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Дальневосточная

Лист L-(53),54 – Южно-Сахалинск

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор *О. Е. Степурко*
Компьютерная верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 22.12.2021. Формат 70×100/16.
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная.
Печ. л. 33,5. Уч.-изд. л. 49,5.
Тираж 100 экз. Заказ 41914000

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: karta@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, факс 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-93761-834-4

