

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

*Посвящается 80-летию Первой Колымской  
геологической экспедиции Геолкома  
под руководством Ю. А. Билибина*

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Верхояно-Колымская*

Лист Р-56 — Сеймчан

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

**Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-56 — Сеймчан. Объяснительная записка.** — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 426 с. + 16 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «Магадангеология»).

Дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований территории листа Р-56, охватывающего восточную часть Яно-Колымской складчатой системы и примыкающую к ней юго-восточную часть Индигиро-Колымской системы, Охотский сектор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения.

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

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

Табл. 10, ил. 20, список лит. 222 назв, прил. 1.

#### Авторы:

*В. М. Кузнецов, С. В. Жигалов, Т. А. Ведерникова, В. И. Шпикерман*

Материалы по листу Р-56 — Сеймчан одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Главный научный редактор *В. И. Шпикерман*

- © Роснедра, 2008
- © ФГУП «ВСЕГЕИ», 2008
- © ОАО «Магадангеология», 2008
- © Кузнецов В. М., Жигалов С. В., Ведерникова Т. А., Шпикерман В. И., 2008
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008

---

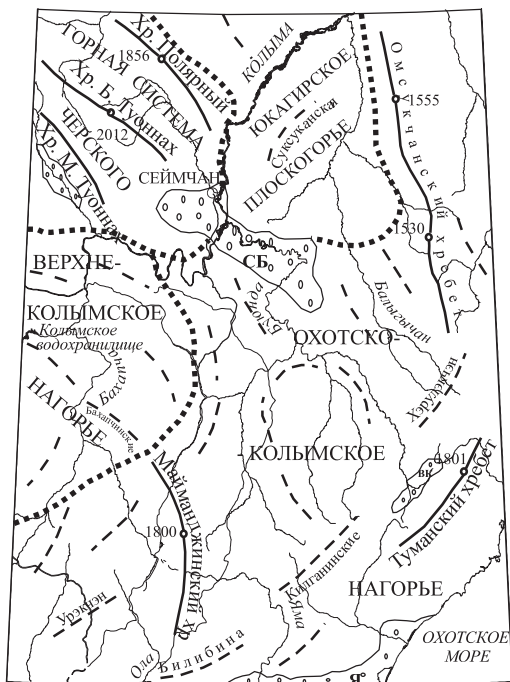
---

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-56 — Сеймчан, ограниченная координатами  $60^{\circ} 00' - 64^{\circ} 00'$  с. ш. и  $150^{\circ} 00' - 156^{\circ} 00'$  в. д., имеет площадь 136,4 тыс. км<sup>2</sup> и полностью принадлежит к Магаданской области РФ. Она является частью Яно-Чукотской горной страны и охватывает сегмент Охотско-Колымского водораздела, осевой зоне которого свойствен среднегорный островершинный рельеф. С северо-запада на территорию заходят отроги горной системы Черского, на севере начинается Юкагирское плоскогорье. Горные хребты на западе территории имеют юго-восточное простирание, на востоке (Омсукчанский и Туманский хребты) — субмеридиональное простирание. По площади преобладает существенно сглаженный низкогорный рельеф Верхнеколымского и Охотско-Колымского нагорий, расчленяющийся межгорными впадинами и долинами рек на отдельные массивы и цепи. Высота наиболее значительных гор достигает 1000–1500 м, наивысшие отметки превышают 2000 м (гора Эзоп — 2038 м). С юго-востока подступает береговая линия залива Шелихова Охотского моря. Охотско-Колымский водораздел асимметричен: реки охотского склона (Тахтояма, Угулан, Туманы) короткие, врезанные и быстрые; реки бассейна Колымы (Бохапча, Буюнда, Балыгычан), занимающие большую часть территории, протяженные и имеют разработанные террасированные долины (рис. 1).

Водотоки более полугода покрыты льдом, мелкие реки и ручьи зимой полностью промерзают. Питание рек осуществляется за счет таликовых вод, оттайки мерзлоты и атмосферных осадков. Весенние половодья бурные и высокие, летом бывают дождевые паводки. Главная водная артерия — р. Колыма, протекающая через территорию в северо-восточном направлении, может быть использована для грузоперевозок маломерными судами. По ее крупным притокам возможно плавание на моторных лодках.

Климат суровый, на большей части территории резко континентальный с очень морозной зимой при средней температуре января ниже  $-32^{\circ}\text{C}$  (для пос. Сеймчан  $-40^{\circ}$ , абсолютный минимум  $-62^{\circ}\text{C}$ ) и жарким коротким летом. Среднегодовая температура  $-11^{\circ}\text{C}$ . В полосе шириной 50–100 км вдоль берега моря климат умеренно континентальный, более теплый. Летом температура распределяется противоположно зиме: в континентальных районах лето обычно жаркое (до  $+30^{\circ}\text{C}$ ) и сухое, на Охотском побережье часты туманы и дожди. Для районов к северу от Охотско-Колымского водораздела характерны длительные периоды безветренной морозной или жаркой погоды, вблизи побережья часты ветры, дующие



Масштаб 1 : 5 000 000



Рис. 1. Орографическая схема.

1 — границы орографических районов; 2 — горные хребты (а), гряды и горы (б); 3 — межгорные и прибрежные впадины: СБ — Сеймчано-Буондинская, ВК — Верхнее-Купкинская, Я — Ямская; 4 — господствующие вершины.

с моря и достигающие штормовой и ураганной силы. Среднегодовое количество осадков в виде дождя и снега около 350 мм/год. Устойчивый снежный покров устанавливается в начале октября. Ледостав происходит в конце октября, вскрываются реки во второй половине мая.

Важной особенностью территории, влияющей на многие природные процессы, является почти повсеместное присутствие многолетней мерзлоты. Под долинами рек она прерывается сквозными таликами, а в узкой полосе вдоль побережья имеет островной характер. Мощность мерзлого слоя достигает 400 м, глубина сезонного протаивания в зависимости от экспозиции склонов колеблется от первых десятков сантиметров до 4–5 м (на южных склонах). Территория располагается в зоне тундры и лесотундры, где преобладают лиственничное редколесье и кедровые и ольховые стланики, лишь для долин р. Колыма и ее крупнейших притоков характерны долинные хвойно-лиственненные леса. В лесах обитает медведь, реже встречаются лось и олень, а в высокогорных массивах — горный

баран. Реки Охотского побережья изобилуют рыбой лососевых пород, где находятся нерестилища. В реках бассейна Колымы, не затронутых разработкой россыпей, водятся хариус, ленок, щука, каталка.

Территория в значительной степени освоена, ведущее значение в экономике имеет горнодобывающая промышленность. Ранее разрабатывались россыпные месторождения золота и олова, коренные месторождения каменного угля и строительных материалов. В настоящее время ведется добыча золота и серебра из коренных месторождений, сосредоточенных в Дукаатском и Нявленгинском горнорудных районах, ведется разработка некоторых россыпей. На удобных сельскохозяйственных угодьях Сеймчано-Буюндинской впадины развивается растениеводство и животноводство. На базе месторождения минеральных термальных вод работает курорт «Талая». Районные центры — поселки Палатка, Сеймчан, Омсукчан связаны Колымским шоссе и ответвляющимися от него дорогами. Электроэнергия производится Колымской ГЭС (пос. Синегорье), на р. Колыма строится Усть-Среднеканская ГЭС, пуск первой очереди которой запланирован на 2010 г.

Территория листа представляет собой фрагмент северо-западного отрезка Тихоокеанского подвижного пояса, где обнажаются геологические структуры краевой части Верхояно-Чукотской складчатой области, перекрытые на юге покровами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Рассматриваемая территория — «колыбель» Золотой Колымы. Именно здесь около 80 лет назад началось планомерное геологическое изучение территории Крайнего Северо-Востока России. Начало было положено Первой Колымской экспедицией Геолкома под руководством Ю. А. Билибина (1928 г.), обосновавшей огромные перспективы бассейнов рек Колыма и Индигирка в отношении коренной и россыпной золотоносности. Промышленное освоение недр региона также началось с добычи золота из россыпей северной части площади листа — бассейнов рек Среднекан и Утинка. Полученные результаты привлекли внимание к этой неизученной территории. На первом этапе освоения был организован трест «Дальстрой», которым здесь в больших объемах были проведены разнообразные, преимущественно поисковые работы; этими работами были раскрыты основные черты геологического строения. К концу 1950-х годов были проведены комплексные рекогносцировочные, а в рудных районах — и детальные поисковые работы. На бассейн р. Колыма под редакцией В. А. Цареградского была составлена первая сводная карта масштаба 1:500 000, а в 1957 г. А. С. Симаковым была составлена Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 листа Р-56 первого поколения.

Во второй этап, охватывающий 1960–1980-е годы, продолжались поисковые работы и началось систематическое среднемасштабное картирование, геологическое доизучение и на их основе составление листов Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 первого издания. Активное участие в подготовке листов ГКК-200/1 принимали Ю. Г. Кобылянский, В. М. Кузнецов, М. Б. Лапин, Б. И. Мальков, И. А. Паньчев, А. Д. Силинский, Ю. Н. Симонов, С. И. Филатов и др.

В это же время начались и активно велись геологосъемочные работы масштаба 1:50 000, часть из них осуществлялись групповым методом. Значительные площади были закартированы В. Н. Егоровым, С. П. Крамаревым, А. Э. Ливачем, А. Н. Ручкиным, С. А. Сосновским, А. П. Чуравцовым, В. И. Шпикерманом и другими геологами; общая площадь геологического картирования масштаба 1:50 000 составляет около 50% территории листа. На площадь листа Р-56-IX составлялась аэрофотогеологическая карта масштаба 1:50 000 [135]. Как итог этого этапа работ рассматривается составление листа Р-56, 57 Госгеолкарты-1000 (новая серия), завершенное В. Г. Корольковым (1992 г.) с изданием комплекта карт и объяснительных записок [31].

К третьему этапу относятся продолжавшиеся поисково-съемочные работы в масштабе 1:50 000, в основном прерванные в связи со структурными перестройками, а также обобщающие работы по региональному геологическому изучению территории. Составлены комплекты карт масштаба 1:500 000 (геологическая, полезных ископаемых и металлогеническая) Охотско-Колымского (Н. Г. Маннафов) и Колымо-Омолонского (В. М. Кузнецов) регионов. Начались работы по подготовке серийных легенд и по геологическому доизучению и составлению листов Госгеолкарты-200 (второе издание); работы выполнялись ФГУП «Магадангеология» и, частично, АО «Дукатгеология», НПО «Аэрогеология». На основную площадь листа были подготовлены Сугойская (В. М. Кузнецов), Нера-Бохапчинская (Н. Г. Маннафов), Магаданская (П. Н. Аноров) и Колымская (В. С. Шульгина) серийные легенды Госгеолкарты-200/2. На группы листов (по два) к настоящему времени составлены, защищены и переданы на картфабрику ГГК-200/2: листы Р-56-ХII, ХVIII (автор А. Э. Ливач, редактор М. Е. Городинский), листы Р-56-XXXI, XXXII (автор П. Н. Аноров, редактор И. Н. Котляр); подготовлены, но не переданы на картфабрику листы Р-56-XXVI, XXVII (автор Н. Н. Лаврович, редактор М. З. Глуховский). Выполнены прогнозно-поисковые работы масштаба 1:200 000 и составлены геологические карты на площади листов Р-56-ХIV, ХV (В. Н. Егоров, Ю. П. Карелин). Коллективом геологов (под руководством В. А. Ян-жиншина) в 2002 г. была подготовлена и апробирована легенда Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты-1000/3. Часть (блок) легенды на группу листов территории Магаданской области подготовлена сотрудниками ФГУП «Магадангеология» В. И. Шпикерманом, Б. Ф. Палымским, В. В. Петуховым, В. М. Кузнецовым, Н. Л. Алевской, И. Л. Жулановой, В. Н. Смирновым.

В пределах территории листа проведены различной степени полноты площадные геохимические работы. На всей территории, за исключением небольших площадей распространения четвертичных отложений в северной части листа, проведены поиски по потокам рассеяния в масштабе 1:200 000. Более детальные (масштаба 1:50 000) площадные геохимические поиски по потокам и вторичным ореолам рассеяния выполнены на значительных площадях в разных частях территории при проведении крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ. Общая площадь, покрытая геохимическими работами масштаба 1:50 000, составляет третью часть территории.

Отдельные, в основном небольшие участки площади, относящиеся к известным рудным районам (Дукатскому и Карамкенскому), изучены в более крупных (1 : 25 000—1 : 10 000) масштабах в основном по вторичным ореолам рассеяния. Данные потоков рассеяния среднего масштаба, проведенные на территории 16 партиями, в основном и использованы при подготовке геохимической основы листа. На ряде участков, где не были проведены поиски по потокам рассеяния, использовались данные опробования масштаба 1 : 50 000 по вторичным ореолам рассеяния.

Основными видами геофизических исследований на территории листа являются площадные гравиметрические и магнитометрические съемки. Гравиметрическими съемками масштаба 1 : 200 000 покрыта вся территория листа, составлена гравиметрическая карта масштаба 1 : 1 000 000. Отдельные площади, главным образом отвечающие Дукатскому и Карамкенскому рудным районам, покрыты гравиметрическими съемками масштаба 1 : 50 000. В настоящее время на всю территорию листа составлены и апробированы гравиметрические карты масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000. На южную половину территории имеются изданные листы Государственной гравиметрической карты масштаба 1 : 200 000.

Магнитометрическими съемками в различной степени охвачена вся территория листа. Имеется лист Р-56 Государственной магнитометрической карты масштаба 1 : 1 000 000, на всю территорию составлены листы магнитометрической карты масштаба 1 : 200 000, некоторые из них, относящиеся к южной части территории, изданы. Вся территория охвачена аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000, примерно на половину площади листа (на юго-западе и востоке территории) выполнены аэромагнитные съемки масштаба 1 : 25 000. На отдельных участках в южной половине территории общей площадью около пяти листов масштаба 1 : 200 000 выполнена аэрогаммаспектрометрическая съемка масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000.

Через центральную часть листа в северо-восточном направлении пройден опорный геофизический профиль 2-ДВ, сопровождающийся комплексом геофизических и геохимических исследований.

Подготовка комплекта карт масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения как геолого-картографической информационной основы федерального уровня, обеспечивающей формирование единого информационного пространства в сфере недропользования, проводилась по данным обобщения и анализа имеющейся информации, а также полевых прогнозно-минерогенических исследований. В начальный этап работ по листу выполнены доработка и апробация ранее подготовленных геохимической (Т. А. Ведерникова, Н. В. Крушевский) и геофизической (А. П. Ганов) основ, составлена интерпретационная часть дистанционной основы (В. М. Кузнецов). Полевые исследования проводились для решения геологических задач на опорных участках и для выявления новых закономерностей размещения, критериев прогноза полезных ископаемых и факторов рудоконтроля [133]. Выполнена также прогнозная оценка ресурсного потенциала территории с локализацией площадей, перспективных на обнаружение месторождений стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья в пределах минерогенических подразделений территории.

Основой комплекта карт явились материалы Государственной геологической съемки и доизучения масштаба 1:200 000, среднемасштабные карты первого и на часть территории второго издания, материалы проведенных геолого-поисковых работ масштаба 1:50 000, а также сводные карты масштаба 1:500 000. Используются данные сводных и тематических исследований, материалы стратиграфических и петрографических совещаний, решения МСК, корреляционные схемы Верхояно-Колымской серийной легенды. Данные о минерализации территории приведены на карте полезных ископаемых, в основу которой положены материалы карт полезных ископаемых масштаба 1:500 000 Охотско-Колымского и Колымо-Омолонского регионов, адаптированные к масштабу и соотношенные с Картой полезных ископаемых масштаба 1:1 000 000 листа О-56, Р-56, 57 Госгеолкарты-1000 (новая серия). Актуализация названных карт произведена с учётом новых данных из фондовых и литературных материалов, полученных в последние годы, Государственного баланса запасов полезных ископаемых Магаданской области по состоянию на 1.01.2007 г., а также материалов изданных листов Госгеолкарты-200 (первого и второго изданий), данных ГСР-50 и полевых прогнозно-металлогенических исследований, проведенных в процессе составления карты.

В зарамочных частях карт приведены различные мелкомасштабные карты и обзорные схемы, иллюстрирующие те или иные особенности территории. На схемах показано глубинное строение территории, геодинамические обстановки, структура территории. Составлены схемы структурно-формационного районирования для главных (пяти) этапов и подэтапов эволюции региона, приведены схемы корреляции геологических образований, на основе которых построена легенда геологической карты, составленная в соответствии с легендой Верхояно-Колымской серии листов.

В связи с отсутствием в комплекте карты четвертичных образований (подразделения квартера показаны на геологической карте) все полезные ископаемые как дочетвертичного, так и четвертичного возраста показаны на единой карте полезных ископаемых.

Объяснительную записку к комплекту Госгеолкарт-1000/3 листа Р-56 — Сеймчан подготовил коллектив специалистов ОАО «Магадангеология» и ФГУП «ВСЕГЕИ». Авторы разделов записки перечислены в оглавлении.

Комплект карт включает цифровую модель в формате ArcView 3.2., которая сопровождается базой данных в формате ACCESS. Цифровая модель создана Т. А. Ведерниковой, В. Ю. Ступиной, Н. А. Толокольниковой (ОАО «Магадангеология»), И. В. Котельниковой, Г. Г. Серкиной (ФГУП «ВСЕГЕИ»). В базе данных, собранной Т. А. Ведерниковой и С. В. Жигаловым (ОАО «Магадангеология») и Г. Г. Серкиной (ФГУП «ВСЕГЕИ»), приводятся сведения о полезных ископаемых, о стратотипах и петротипах выделенных геологических подразделений, результаты изотопного датирования пород, определений фауны и флоры, химические составы гранитоидных массивов, отмечены археологические находки, памятники природы. В базу данных также помещены созданные к листу Р-56 геофизическая, геохимическая и дистанционная основы.



---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа, охватывающей разновозрастные структурные элементы различного режима развития, в той или иной мере распространены стратифицированные осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования от рифея до современной эпохи. Осадочные отложения в большинстве случаев разделены на местные подразделения (серии, подсерии, свиты, реже подсвиты), для вулканогенных образований выделяются вулканические комплексы, серии и группы. Картографируемые подразделения в целом соответствуют легенде Верхояно-Колымской серии листов Госгеолкарты-1000/3, учитывались также решения МСК по 3-му Стратиграфическому совещанию по Северо-Востоку. Широко используются вспомогательные подразделения (толщи, слои), в акватории залива Шелихова — сейсмокомплексы, принятые в Корякско-Камчатской серии листов; для четвертичных отложений применяются звенья, ступени, части и горизонты. Большим разнообразием отличаются преобладающие на площади триасовые и юрские осадочные отложения, расчленяющиеся на множество свит согласно детальному структурно-формационному делению.

В соответствии с составом и палеогеографическими условиями накопления структурно-вещественных комплексов на территории листа различаются Селеннях-Омулевская, Приколымская, Иньяли-Дебинско-Сугойская, Яно-Колымская и Вилигинская структурно-формационные области (СФО), подразделяющиеся на зоны и подзоны. Более молодые (позднемезозойские) отложения представляют Уяндино-Ясачненскую, Омсукчанскую и Охотско-Чукотскую СФО. По структуре, мощности комплексов и их соотношению между собой возможно выделение нескольких крупных этапов развития территории: рифейско-ранне-среднепалеозойского, позднепалеозойско-мезозойского и позднемезозойского; в пределах названных этапов возможно и целесообразно выделение подэтапов, в основном отвечающих трансгрессивно-регрессивным циклам осадконакопления.

Выходящие на поверхность образования рифея и нижнего—среднего палеозоя характеризуют Селеннях-Омулевскую и Приколымскую области, в составе которых выделяются Тасканская, Ясачненская и Бургалийская структурно-формационные зоны (СФЗ). Преобладающие по распространению верхнепалеозойские и мезозойские отложения известны во всех СФО, в составе Иньяли-Дебинско-Сугойской и Яно-Колымской областей выделяется ряд СФЗ и стратиграфических районов (СР), количество

мелких формационных подразделений для триасовых отложений составляет 12, для юрских отложений — 10. Меловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования распространены в южной части территории, в пределах Охотско-Чукотской СФО, локально присутствуют и на других участках территории.

Палеоген-неогеновые и четвертичные отложения в той или иной мере встречаются повсеместно, в их распределении по площади выделяются Верхояно-Чукотская область и СФО Северного Приохотья, в составе которых выделяются структурно-фациальные зоны (СФцЗ) и стратиграфические районы (СР).

## ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

В составе верхнего протерозоя, вскрывающегося в южной части (5.2, 6.1)\* Приколымской СФО (поднятия), выделяются рифейские и вендские отложения. Расчленение верхнепротерозойских отложений ввиду их плохой обнаженности выполнено по аналогии с сопредельной с севера территории поднятия, где находятся стратотипы выделенных подразделений.

### РИФЕЙ

Рифейские (средне-, средне-верхне- и верхнерифейские) отложения на юге Приколымского поднятия изучались Б. В. Пепеляевым, В. И. Ткаченко Р. С. Фурдуем, В. А. Шишкиным, В. С. Шульгиной, породы неравномерно, местами сильно (до зеленосланцевой и амфиболитовой фаций) изменены, представляют собой фрагмент более обширного Приколымского метаморфического пояса [111], в пределах которого проявлен интенсивный предвендский динамометаморфизм [97]. Радиологический (K-Ar) возраст метаморфогенного биотита 650–694 млн лет [39]. Стратиграфия отложений разработана еще слабо; в соответствии с современными представлениями и легендой Верхояно-Колымской серии листов они отнесены к среднерифейской ороевской свите, средне-верхнерифейской чебукулахской и верхнерифейской юкагирской сериям.

### СРЕДНИЙ РИФЕЙ

В основании рифейских отложений располагается ороевская свита, которая закартирована в северной части территории на междуречье Колыма–Поповка. Подошва свиты не вскрыта, а непосредственный контакт с перекрывающей чебукулахской серией не наблюдался. По составу свита четко расчленена на две подсвиты.

---

\*Здесь и далее цифры в круглых скобках около элементов районирования соответствуют их номерам в легенде к геологической карте, а также на схемах структурно-формационного районирования и схемах корреляции картографируемых подразделений.

Нижнеороекская подсвета ( $R_2or_1$ ) сложена в основном кварцито-песчаниками от светлых до темно-серых с подчиненными пластами (до 20 м) и прослоями филлитовых и графит-хлоритовых сланцев. Видимая мощность достигает 1000 м.

Верхнеороекская подсвета ( $R_2or_2$ ) располагается согласно на нижней, сложена серыми и зеленовато-серыми филлитами и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, иногда с графитом и хлоритоидом, с пластами (до 1 м) кварцито-песчаников, иногда отмечаются алевролиты. Характерны меденосные горизонты сланцев. Мощность подсветы 700 м, неполная мощность свиты 1700 м.

Породы свиты почти повсеместно сильно изменены, содержат порфиробласты хлоритоида. Радиологический возраст цирконов из кварцито-песчаников ороекской свиты, определенный уран-свинцовым методом, 2330–2340 млн лет, что, по-видимому, свидетельствует о формировании пород серии за счет размыва более древних (нижнепротерозойских) образований. Среднерифейский возраст ороекской свиты принимается на основании перекрытия ее породами средне-верхнерифейской чебукулахской серии.

## СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Чебукулахская серия ( $R_{2-3}\check{b}$ ) обнажена на ограниченной площади на правом берегу верхнего течения р. Поповка. На подстилающей ороекской свите залегает, по-видимому, со стратиграфическим несогласием, верхняя часть среднерифейских отложений присутствует только в северной части Приколымского поднятия [27]. Чебукулахская серия обычно согласно перекрывается породами юкагирской серии, на территории листа — с размывом породами нижнедевонской останцовской свиты. В составе серии преобладают известняки и доломиты с прослоями бледных пестроцветных мергелей, филлитовых и хлорит-серицитовых сланцев. Неполная мощность около 1000 м. Возраст чебукулахской серии в стратотипической местности севернее границы листа определяется комплексами строматолитов среднерифейского керпыльского и позднерифейского лахандинского горизонтов [96].

## ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

К верхнему рифею относится юкагирская серия существенно терригенных пород, которые в стратотипической местности с постепенным переходом залегают на чебукулахской серии и разделены на белкинскую и кривинскую толщи. На территории листа юкагирская серия обнажается в тектоническом блоке на левобережье р. Колыма, подошва серии не вскрыта, кровля эродирована. Серия имеет отчетливо двучленное строение, однако эти части существенно отличаются от толщ стратотипической местности, выделяются две подсерии.

Нижнеюкагирская подсерия ( $R_3juk_1$ ) образована серыми, часто кварцитовидными песчаниками, перемежающимися с пластами и пачками алевролитов и хлорит-серицитовых сланцев. Видимая мощность около 1000 м.

Верхнеюкагирская подсерия ( $R_3juk_2$ ) согласно лежит на нижней, представлена преимущественно пестроцветными песчаниками, алевролитами, филлитовыми и двуслюдяными сланцами. Породы часто обогащены зернами мартита, гематита и циркона, выделяются существенно металлоносные (титан-цирконовые) слои. Мощность подсерии 500–600 м.

Неполная мощность всей серии не менее 1600 м. Позднерифейский возраст юкагирской серии определяется ее стратиграфическим положением выше чебукулахской серии и ниже вендских отложений.

## ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Вендские отложения распространены на Приколымском поднятии, где залегают с размывом и несогласием на разных рифейских толщах. Отложения по литологическому составу отнесены к сяпякинской свите.

Сяпякинская свита (*Vsp*) на территории листа образует несколько небольших выходов у северной рамки, основание ее не наблюдалось. На соседней с севера территории она с размывом ложится на породы рифея и с размывом же перекрывается среднедевонскими отложениями. Свита сложена красноцветными косослоистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Для пород характерны косая слоистость, знаки ряби и трещины усыхания на поверхности напластований, породы часто обогащены зернами мартита, гематита, титаномагнетита и циркона. Мощность свиты 600–900 м. Вендский возраст свиты обосновывается сборами в бассейне р. Шаманиха (севернее территории листа) микрофитоцитов юдомского комплекса.

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские отложения на территории распространены в основном в Селеннях-Омулевской и Приколымской СФО, где представлены всеми системами. Меньше они обнажены в Яно-Колымской и Вилигинской областях, где слагают ядра сравнительно небольших антиклиналей.

## НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Нижне-среднепалеозойские отложения распространены в Селеннях-Омулевской и Приколымской СФО (Тасканская и Ясачненская СФЗ). Они изучались М. Х. Гагиевым, Т. Н. Корень, В. М. Мерзляковым, А. А. Николаевым, М. М. Орадовской, В. В. Петуховым, Б. В. Преображенским, Р. Ф. Соболевской, В. И. Ткаченко, М. Н. Чугаевой, В. И. Шпикерманом.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

### *Селеннях-Омулевская СФО (5)*

Ордовикские отложения представлены всеми тремя отделами. С ордовикского периода начинается обширная трансгрессия и новый непрерывный цикл осадконакопления, характерно асимметричное строение комплекса отложений: полно развитая трансгрессивная часть и сильно сокращенная, представленная на ограниченных площадях, регрессивная [65]. Отложениям свойственны большая мощность, полнота и непрерывность разрезов; сочетание в разрезах разнообразной фауны позволяет выделять биостратиграфические горизонты, являющиеся опорными для всего Северо-Востока Азии, а разрез пограничных ордовикско-силурийских слоев на руч. Мирный (вблизи территории листа) рассматривать в качестве гипостратотипа международной границы. Детальное изучение разрезов ордовикских отложений привело к их дробному посвитному расчленению, большинство свит выделено М. М. Орадовской, стратотипы их находятся за пределами территории вблизи западной границы листа.

#### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний ордовик распространен в Селеннях-Омулевской области, на территории листа представлен только аренигским ярусом, обнажен в небольших тектонических блоках на междуречье Поповка—Чалбыга.

#### Аренигский ярус

##### *Ясачненская СФЗ (5.2)*

Соннинская толща ( $O_{1ss}$ ) обнажена на небольших участках у северной границы территории, нижний контакт толщи не наблюдался, с угловым несогласием перекрыта девонскими отложениями. Сложена толща глинистыми массивными, полосчатыми и комковатыми известняками, переслаивающимися с темно-серыми и черными глинистыми сланцами, реже встречаются алевролиты и доломиты. Неполная мощность толщи более 300 м. Возраст обоснован конодонтами, собранными в нижних частях разреза. В местах большей полноты разреза возможно присутствие среднеордовикских слоев.

#### СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднеордовикские отложения распространены только в Тасканской СФЗ; расчленены на эльгенчакскую и лачугскую свиты.

## Лланвирнский ярус

### Тасканская СФЗ (5.1)

Эльгенчакская свита ( $O_2el$ ) обнажается в ядрах антиклиналей в бассейне р. Булканья, основание свиты не наблюдалось. Западнее территории листа она согласно залегает на нижнеордовикской хитинской свите. Свита образована серыми массивными известняками (органогенно-обломочными, алевритовыми, доломитистыми, глинистыми), а также изредка — доломитами, мергелями, алевролитами. Мощность свиты 500—600 м. Обильные остатки брахиопод, трилобитов и остракод эльгенчакского горизонта определяют принадлежность свиты к низам лланвирнского яруса.

Лачугская свита ( $O_2lc$ ), согласно перекрывающая эльгенчакскую, сложена глинистыми, алевритистыми и доломитистыми известняками, чередующимися с доломитами и реже с мергелями. При этом в нижней части преобладают известняки, а верхней — слоистые доломиты. Мощность свиты при общей выдержанности состава снижается в юго-восточном направлении от 500—700 до 250 м. Возраст свиты на основании находок остатков брахиопод и остракод определяется как позднелланвирнский, отвечающий лачугскому горизонту.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

### Карадокский ярус

#### Тасканская СФЗ (5.1)

Сонская свита ( $O_3sn$ ) залегает согласно на подстилающей лачугской, граница свит отмечена сменой слоистых доломитов лачугской свиты массивными доломитистыми известняками. Свита в целом представлена большей частью известняками и доломитистыми известняками, присутствуют также доломиты, значение которых возрастает в восточном направлении. Мощность свиты 750 м. Остатки брахиопод, гастропод и трилобитов определяют уровень нижней части харкинджинского горизонта, коррелируемый с граптолитовой зоной *Nematograptus gracilis* [65] раннего карадока.

Отложения верхов карадокского яруса в различных частях Тасканской зоны различаются, в Эльгенчакском СР выделяется каньонская свита, а в Ирюдийском СР — загадкинская толща.

#### Эльгенчакский СР (5.1.1)

Каньонская свита ( $O_3kn$ ) согласно залегает на сонской, перекрывается падуной свитой ашгиллского яруса. Свита сложена пелитоморфными и глинистыми, иногда доломитизированными известняками, доломитами, присутствуют прослои известково-глинистых сланцев. Мощность 150—200 м. В соответствии с отпечатками граптолитов и

стратиграфическим положением свита отвечает верхней половине карадокского яруса, верхам харкинджинского горизонта.

### *Ирюдийский СР (5.1.2)*

Загадкинская толща ( $O_3zg$ ) описана в верховьях руч. Загадка, где она согласно залегает на породах сонской свиты и согласно же перекрывается отложениями должинской свиты. Толща сложена преимущественно темноцветными до черных плитчатыми известняками с прослоями их органогенно-обломочных разностей, количество которых в направлении к бассейну р. Ирюди сокращается до полного исчезновения. В верхах толщи наблюдаются латеральные замещения известняков доломитами. Мощность 200–250 м. Возраст основывается на находках остатков карадокских брахиопод и трилобитов; в опорном разрезе толщи фаунистические комплексы отвечают объему позднекарадокской брахиоподовой зоны *Sowerbyella cava orientale* [98].

## **Ашгиллский ярус**

### *Тасканская СФЗ (5.1)*

Ашгиллские отложения закартированы в Тасканской СФЗ, в их составе выделены падунская и тирехтахская свиты (Эльгенчакский СР) со стратотипами по руч. Мирный, а также должинская, ирюдийская свиты, лукавинская и домеритовая толщи в Ирюдийском СР.

### *Эльгенчакский СР (5.1.1)*

Падунская свита ( $O_3pd$ ) залегает согласно на среднеордовикской каньонской свите, сложена глинистыми и детритовыми известняками, алевролитами и известково-глинистыми сланцами. Мощность 320–400 м. Сборы остатков брахиопод и граптолитов определяют соответствие свиты одноименному горизонту нижней половины ашгиллского яруса.

Тирехтахская свита ( $O_3tr$ ) согласно сменяет в разрезе падунскую свиту и также согласно перекрывается нижнесилурийскими отложениями. Свита представлена алевроитовыми, детритовыми и биогермными известняками с прослоями известково-глинистых сланцев. В верхней части разреза присутствует пачка светло-серых известковистых песчаников и желтовато-серых алевролитов. Мощность 230–250 м. Возраст свиты, основанный на находках кораллов, трилобитов и граптолитов, определяется как средне-позднеашгиллский, свита отвечает одноименному горизонту.

### *Ирюдийский СР (5.1.2)*

Должинская свита ( $O_3dl$ ) согласно перекрывает загадкинскую, в ее строении участвуют желтые и серые алевроитистые известняки, реже доломиты, пестроцветные мергели и известковые алевролиты. Терригенные

и пестроцветные породы располагаются в нижней части разреза, верхняя сложена серыми известняками. Мощность 600–900 м. Находками кораллов, трилобитов и брахиопод определяется раннеашгиллский возраст свиты.

Ирюдийская свита, лукавинская и домеритовая толщи объединенные ( $O_3ir + dm$ ) надстраивают разрез верхнеордовикских слоев должинской свиты [98].

Ирюдийская свита имеет согласный контакт с подстилающей должинской свитой, сложена известняками с пластами глинистых, алевритистых и органогенных разностей. Мощность 450–500 м.

Лукавинская толща связана согласным соотношением с ирюдийской свитой, образована алевритистыми известняками, переслаивающимися с известково-глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Мощность 100–150 м.

Домеритовая толща согласно наращивает разрез нижележащих отложений, представлена светлоокрашенными домеритами, чередующимися с известковистыми алевролитами и песчаниками, содержащими прослойки и линзы конгломератов. Мощность 100 м.

Сборы многочисленных остатков граптолитов, кораллов и брахиопод характеризуют верхнюю часть падунского и тирехтяхский горизонты ашгиллского яруса.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения распространены в основном в Тасканской СФЗ, очень ограниченно присутствуют в Ясачненской СФЗ. На ордовикских отложениях залегают с отчетливой сменой преимущественно терригенных пород карбонатными. Стратиграфия силура территории разработана детально, выделены региональные биостратиграфические горизонты, которым соответствуют одноименные свиты.

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему силуру в Тасканской СФЗ относятся чалмакская и аникинская свиты, обнажающиеся в верхнем течении р. Сеймчан, а также маутская и сандуганская свиты в бассейне р. Таскан; в Ясачненской СФЗ выделяется лишь чалбыгинская свита.

### Лландоверийский ярус

#### *Тасканская СФЗ (5.1)*

Маутская свита ( $S_1mt$ ) выделяется в бассейне р. Таскан в объеме всего лландоверийского яруса. Основание свиты не обнажено, западнее территории листа она согласно залегает на верхнеордовикских отложениях. В разрезе свиты наблюдается ритмичное переслаивание глинистых, известковых и кремнистых сланцев, пелитоморфных и алевритовых



известняков, в подошве пачек обычно присутствуют конгломератоидные известняки. Мощность около 350 м. Обильные сборы остатков граптолитов и брахиопод определяют принадлежность свиты к чалмакскому и аникинскому биостратиграфическим горизонтам лландовери.

**Чалмакская свита ( $S_1\check{c}l$ )** распространена в верхнем течении р. Сеймчан, согласно перекрывает верхнеордовикскую тирехтяхскую свиту, граница проводится по появлению в разрезе черных известково-глинистых сланцев с граптолитами лландовери. Свита образована алевролитами, обычно известковистыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками, известняками, в виде прослоев присутствуют известково-глинистые сланцы, мергели. Мощность 300–400 м. Обширный комплекс граптолитов определяет ранне-среднелландоверийский возраст свиты и принадлежность к одноименному биостратиграфическому горизонту.

**Аникинская свита ( $S_{1an}$ )**, обнажающаяся также в верховьях р. Сеймчан, согласно, с постепенным переходом залегает на чалмакской свите, от которой отличается преимущественно карбонатным составом; граница проводится в кровле пачки зеленовато-серых мергелей и известняков. Свита представлена чередованием слоистых и массивных известняков, мергелей и известково-глинистых сланцев. Характерны полосчатая текстура пород и присутствие обособленных пластов и линз органогенно-обломочных известняков и известняковых конгломерато-брекчий с кораллами. Мощность 300–350 м. Многочисленные остатки граптолитов, брахиопод и кораллов характеризуют одноименный горизонт позднего лландовери в объеме трех граптолитовых зон. Верхи разреза (ундинская пачка) выделяются присутствием позднелландоверийских пентамерид [65].

## **Венлокский ярус**

### ***Тасканская СФЗ (5.1)***

**Сандуганская свита ( $S_{1sn}$ )** распространена в бассейне р. Таскан, где согласно перекрывает маутскую. Представлена чередованием слоистых глинистых известняков и известковистых алевролитов с прослоями известковистых брекчий и пестроцветных мергелей. Мощность 200–400 м. Отложения охарактеризованы венлокскими граптолитами.

### ***Ясачненская СФЗ (5.2)***

**Чалбыгинская свита ( $S_1\check{c}g$ )** выделяется на правом берегу р. Чалбыга на северной границе территории, вскрывается в небольшом тектоническом блоке. Подошва свиты не обнажена; возможно, она трансгрессивно залегает на ордовикских породах, наблюдавшиеся местами разногалечные конгломераты могут являться ее базальными слоями. Свита с несогласием перекрывается среднедевонскими отложениями. Сложена пестроцветными и сероцветными известковистыми и доломитистыми песчаниками, алевролитами, мергелями. В нижней части разреза присутствуют органогенно-обломочные известняки со скоплениями раковин

брахиопод и остракод. Видимая мощность около 500 м. Свита содержит конодонты позднеелландоверийско-венлокского времени, по возрасту предположительно сопоставляется с венлокской сандуганской свитой.

### НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нижне-верхнесилурийские отложения в составе хекандинской свиты закартированы только в бассейне верхнего течения р. Сеймчан.

#### *Тасканская СФЗ (5.1)*

Хекандинская свита ( $S_{1-2}hk$ ) согласно с постепенным переходом сменяет аникинскую, граница проводится по кровле пачки известняков с обильными пентамеридами. большей частью согласно перекрывается мирнинской свитой, местами в верховьях р. Сеймчан — несогласно нижнедевонскими отложениями. Свита сложена серыми и темно-серыми пелитоморфными и глинистыми известняками, в верхней части чередующимися с доломитами и желтыми мергелями. Мощность 400–500 м. Возраст свиты определен как венлокско-лудловский на основании комплексов строматопорат, табулят и наутилоидей.

### ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнесилурийские отложения представлены бизонской и мирнинской свитами, отражающими регрессивную стадию цикла осадконакопления, первая известна только в бассейне р. Таскан, а вторая распространена по площади всей Тасканской СФЗ.

#### *Тасканская СФЗ (5.1)*

Бизонская свита ( $S_2bz$ ) залегает согласно на нижнесилурийской сандуганской свите, согласно же перекрывается нижнедевонской нелюдимской свитой. Бизонская свита сложена светло-серыми, кремовыми и розоватыми массивными и тонкослоистыми доломитами и доломитизированными известняками. Мощность 500 м. Находки брахиопод в породах определяют лудловский возраст свиты.

Мирнинская свита ( $S_2mr$ ) располагается согласно на хекандинской или бизонской свитах, ее нижняя граница отмечена появлением пластов доломитов. В восточной части Тасканской зоны, в верховьях р. Сеймчан, свита трансгрессивно перекрывается нижнедевонскими отложениями и местами выклинивается полностью. Разрез представлен чередованием красноцветных и пестроцветных мергелей, алевролитов, песчаников, присутствуют прослой и линзы доломитов и изредка мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты отчетливо уменьшается с 400 м на западе до 200 м на востоке, где местами выпадает из разреза. Пржидольский возраст свиты определен находками конодонтов и брахиопод за пределами территории.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения представлены всеми тремя отделами системы и на территории листа распространены в пределах всех зон Селеннях-Омулевской и Приколымской областей, они изучались В. В. Бутковым, М. Х. Гагиевым, В. Н. Дубатовым, В. М. Мерзляковым, А. А. Николаевым, Б. В. Преображенским, В. И. Шпикерманом. На основании сборов комплексов брахиопод, кораллов и другой бентосной фауны, а также изучения конодонтов с привлечением находок аммоноидей, трилобитов и тентакулитов выполнено посвитное расчленение разрезов отложений, намечена палеомагнитная шкала. Составлена зональная конодонтовая шкала, обоснована возможность использования единой ярусной шкалы в стратиграфии девона Северо-Востока России.

Рубеж силура и девона совпадает с началом крупного цикла седиментогенеза, в девонском периоде отчетливо выделяются два трансгрессивно-регрессивных цикла: ранне-среднедевонский и позднеживетско-раннекаменноугольный, с которыми синхронизируются этапы эволюции биоценозов и активизации тектонических процессов [22].

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижедевонские отложения лишь на северо-западе территории связаны постепенным переходом с силурийскими, восточнее они со структурным несогласием перекрывают различные толщи докембрия, ордовика и силура. Осадконакопление в целом происходило в условиях сохранения общего плана силурийской фациальной зональности. В лохковский и пражский века отложения формировались в условиях развивающейся трансгрессии и углубления бассейна седиментации, которое в эмское время сменилось регрессивной направленностью. Отмечается значительная фациальная изменчивость, наблюдается смена относительно глубоководных тонкотерригенных осадков мелководными груботерригенными и карбонатными толщами.

В Тасканской СФЗ выделяются нелюдимская, снежинская и хиулчанская свиты (бассейн р. Таскан), в восточном направлении они сменяются крохальской и кунаревской свитами (верховья р. Сеймчан), в Ясачненской СФЗ выделяются железнинская и эльгенекская свиты. В Бургалийской СФЗ Приколымской СФО известна только останцовая свита.

### Лохковский ярус

#### *Тасканская СФЗ (5.1)*

Нелюдимская свита ( $D_{1nl}$ ) закартирована в бассейне р. Таскан, согласно с постепенным переходом сменяет в разрезе верхнесилурийскую мирнинскую свиту, нижняя граница ее совмещена с подошвой пачки (от 1–2 до 20–30 м) темно-серых тонкоплитчатых доломитистых известняков. Свита сложена серыми и темно-серыми углеродистыми органогенно-

обломочными преимущественно доломитизированными известняками с прослоями глинистых сланцев. Мощность 400–600 м, уменьшается в восточном направлении. Породы свиты насыщены остатками остракод, табулят, а также выявлены конодонты зон *remscheidensis*, *repetitor*, *optimus*, определяющие лохковский возраст свиты.

### ***Ясачненская СФЗ (5.2)***

Железнинская свита ( $D_{1g}l$ ) обнажена ограниченно, на правобережье р. Чалбыга трансгрессивно с крупным стратиграфическим перерывом залегает на нижнеордовикской соннинской толще, согласно перекрывается эльгенекской. Свита начинается с горизонта (до 50–100 м) красноцветных базальных конгломератов, сменяющихся выше по разрезу желтовато-серыми песчаниками и доломитистыми известняками с редкими остатками табулят. Мощность 250–300 м. На основании выделения конодонтов возраст свиты определен как раннелохковский, присутствуют переотложенные ордовикские конодонты [22].

### ***Приколымская СФО (6)***

#### ***Бургалийская СФЗ (6.1)***

Останцовская свита ( $D_{1os}$ ) распространена на междуречье Колыма–Поповка, где с размывом, стратиграфическим перерывом и, вероятно, с угловым несогласием перекрывает средне- и верхнерифейские отложения. В основании располагается горизонт (до 100–150 м) базальных сероцветных конгломератов, а выше — пестроцветные песчаники, чередующиеся в верхах с алевролитами, глинистыми сланцами и известняками. Мощность свиты варьирует от 200 до 1000 м. Полученные из пород главным образом верхней части разреза конодонты определяют лохковский–раннепражский возраст свиты.

### **Пражский ярус**

#### ***Селенях-Омулевская СФО (5)***

#### ***Тасканская СФЗ (5.1)***

Снежнинская свита ( $D_{1sž}$ ) в бассейне р. Таскан налегает без видимого несогласия на нелюдимскую свиту и иногда, вероятно, со стратиграфическим перерывом на верхнесилурийскую мирнинскую свиту. От нижележащей нелюдимской свиты отличается более существенной ролью в ее составе органогенных известняков. В основании обычно находится пачка (более 20 м) тонкого чередования известковистых алевролитов, аргиллитов и мелкообломочных известняков. Свита большей частью представлена глинистыми органогенно-обломочными известняками, в основании и в верхней части разреза присутствуют слои темно-серых углеродистых известково-глинистых сланцев. Мощность 100–120 м. Разнообразен

комплекс органических остатков, собраны пражские конодонты, остракоды, брахиоподы, гастроподы и другие группы фауны.

## **Лохковский и пражский ярусы**

### ***Тасканская СФЗ (5.1)***

Крохальская свита ( $D_1kr$ ) со стратиграфическим или структурным несогласием трансгрессивно залегает на силурийских отложениях, чаще на мирнинской или хекандинской свитах. Разрез свиты начинается с пачки (около 100 м) красноцветных разногалечных конгломератов, чередующихся и постепенно сменяющихся вверх по разрезу гравелитами и разнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями и плитами темно-серых песчано-глинистых известняков и известковистых алевролитов. Верхняя половина разреза (подсвита) образована преимущественно карбонатными породами: серыми и темно-серыми доломитами и известняками, чередующимися в верхах с подчиненными им известковистыми алевролитами. В северо-восточном направлении в составе свиты все большее значение получают терригенные породы, свита приобретает черты сходства с останцовской свитой Бургалийской подзоны Приколымской СФЗ. Мощность 900–950 м. Принятый лохковско-пражский возраст свиты доказывается разнообразными фаунистическими комплексами: конодонтами, строматопоратами, кораллами и мшанками.

### ***Ясачненская СФЗ (5.2)***

Эльгенекская свита ( $D_1el$ ) залегает согласно и с быстрым переходом на железнинской свите, сложена преимущественно светло- и темно-серыми известняками, иногда доломитизированными или массивными рифогенными с редкими прослоями и пачками известковистых алевролитов, аргиллитов, мергелей, песчаников. Присутствуют слои высокоуглеродистых сланцев. Мощность достигает 900–950 м. Возраст свиты определен как позднелохковско-пражский на основании находок конодонтов, табулят и строматопорат.

## **Эмский ярус**

Отложения эмского возраста присутствуют только в границах Тасканской СФЗ зоны, в различных частях которой выделяются собственные свиты.

### ***Тасканская СФЗ (5.1)***

Хиулчанская свита ( $D_1hl$ ) выделяется в бассейне р. Таскан, она согласно, но с резкой границей залегает на снежинской свите, с несогласием перекрывается среднедевонскими отложениями. Свита характеризуется углеродисто-тонкотерригенным составом, представлена тонким

чередованием темно-серых и черных известковистых алевролитов и аргиллитов с подчиненными алевролитистыми углеродистыми известняками, в верхней части появляются прослои мергелистых алевролитов, известняков и известковистых песчаников. Мощность свиты 700–800 м. Комплексами разнообразной фауны, сосредоточенной в нижней половине, и редкими конодонтами в верхней части свиты устанавливается эмский возраст. Свита сформирована в глубоководной застойной морской депрессии, в условиях максимума трансгрессии и начала регрессии.

К у н а р е в с к а я с в и т а ( $D_{1kn}$ ) обнажается в верховьях р. Сеймчан, где согласно перекрывает крохальскую, с размывом перекрывается среднедевонской вояхской, отличается карбонатным составом. Снизу вверх по разрезу последовательно располагаются пачки (около 200 м) черных мелкозернистых доломитизированных известняков, детритовых известняков, желтовато-серых брекчированных и песчанистых доломитизированных известняков. Мощность 650 м. Возраст свиты определен как эмский по комплексам табулят, брахиопод и тентакулитов, а также конодентов. Свита формировалась в условиях максимума раннедевонской трансгрессии и начала регрессии, в мелководном компенсированном эпиконтинентальном бассейне [21].

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднедевонские отложения в той или иной мере присутствуют повсеместно в Селеннях-Омулевской и Приколымской областях. В полном объеме они представлены только в Бургалийской СФЗ Приколымской области, а на остальной территории — только живетским ярусом. Начавшаяся на рубеже раннего и среднего девона регрессия и резкое сокращение и обмеление морского бассейна привели к локальным размывам эмских отложений и значительному перерыву в осадконакоплении, охватившему эйфельский и частично живетский века (рис. 2).

### Эйфельский ярус

#### Приколымская СФО (6)

##### Бургалийская СФЗ (6.1)

И з в е с т к о в и н с к а я т о л щ а ( $D_{2iz}$ ) с размывом и крупным стратиграфическим несогласием залегает на нижнедевонской останцовской свите и на рифейских отложениях; трансгрессивно, с размывом перекрывается двойникской свитой. Название толщи дано В. С. Шульгиной [218] вместо юагирской свиты М. Х. Гагиева, которое переокупировано более ранним названием серии [178]. В нижней части толщи располагаются сероцветные доломитистые песчаники, доломиты и известняки с прослоями алевролитов и аргиллитов, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу светло-серыми массивными и слоистыми известняками. Мощность 200–300 м. По находкам табулят, брахиопод, а также конодентов зон *australis* и *kockelianus* из верхней части толщи ее возраст определяется как эйфельский.

Система	Отдел	Ярус	Польярус	Надгоризонт	Горизонт	Селеннях-Омулёвская СФО (5)			Приколымская СФО (6)										
						Тасканская СФЗ (5.1)		Ясачненская СФЗ (5.2)		Бургалийская СФЗ (6.1)									
						Бассейн р. Таскан	Верховья р. Сеймчан												
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	Средний	Башкирский	Нижний	Магарский	Хаямский	Батьковская свита ( $C_{1-2}bt$ ) Туффиты, туфоалевролиты, алевролиты и аргиллиты 900–1000 м	Образования не обнажены	Эджэкальская свита ( $C_{1-2}ed$ ) Известняки, туффиты 250 м											
									Серпуховский	Верхний	Момский								
												Визейский	Верхний	Нерский					
		Нижний	Нижний		Неруинский														
									Турнейский	Верхний	Каменковский	Верхняя свита	Угюминская свита (не обнажена)	Новинская свита ( $C_{1}nv$ ) Известняки, кремнеаргиллиты, туффиты, базальты 500–950 м	Правоэджэкальская толща ( $C_{1}pv$ ) Известняки, песчаники, алевролиты, аргиллиты 850–1000 м				
		Нижний	Нижний		Нижняя свита														
	Нижний			Нижний		Нижняя свита													
		Верхний	Фаменский				Бургаликаменский	Уочатский	Стрелкинская свита ( $D_3-C_1st$ ) Известняки, алевролиты, аргиллиты, прослой известковых песчаников и песчаных известняков 1000–1500 м	Дуксундинская свита ( $D_3-C_1dk$ ) Алевролиты, аргиллиты, кремнеалевролиты, песчаники, известняки 500–1000 м									
	Франский					Котохбалык-тахский					Чарская свита (не обнажена)	Сеймчанская свита ( $D_3sm$ ) Доломитистые и песчаные известняки (около 500 м)	Ворчунская свита ( $D_3vr$ ) Известняки, известковистые алевролиты и аргиллиты 300–600 м	Котохбалык-тахская свита ( $D_3kb$ ) Аргиллиты, алевролиты, песчаники 1400–2000 м					
															Живетский		Сырынский	Мылгинская свита ( $D_3ml$ ) Доломиты, мергели, известняки 230–600 м	Вояхская свита ( $D_3vh$ ) Песчаники, мергели, доломиты, алевролиты 200–600 м
			Эйфельский																

Рис. 2. Схема корреляции среднепалеозойских отложений.

## Живетский ярус

На большей части территории осадконакопление после крупнейшей регрессии и размыва накопившихся ранее толщ началось в позднем живете. С этого времени начинается второй (позднеживетско-позднедевонский—раннекаменноугольный) среднепалеозойский седиментационный мегацикл [22]. В Селеннях-Омулевской области выделяется ряд разновозрастных свит: мылгинская и вояхская (Тасканская СФЗ), маховикская свита (Ясачненская СФЗ) и двойникская свита в Бургалийской СФЗ Приколымья.

### Селеннях-Омулевская СФО (5)

#### Тасканская СФЗ (5.1)

Мылгинская свита ( $D_{2ml}$ ) в бассейне р. Таскан залегает несогласно на подстилающих нижнедевонских отложениях, имея в основании базальный горизонт (25 м) доломитовых гравелитов, пуддингов или известковистых песчаников. Свита сложена однообразными серыми и желтовато-серыми массивными и брекчиевидными доломитами при подчиненной роли мергелей и известняков. Мощность 230–600 м. В базальном горизонте свиты найдены переотложенные позднеэмские конодонты, возраст свиты определен по редким конодонтам, а также по остаткам бентосной фауны как позднеживетский. Свита сформировалась в начальную стадию трансгрессии в мелководных условиях эпиконтинентального бассейна в удалении от участков суши.

Вояхская свита ( $D_{2vh}$ ), выделенная в бассейне верхнего течения р. Сеймчан, залегает с отчетливым размывом и крупным стратиграфическим перерывом на нижнедевонских отложениях (кунаревской свите), в подошве слой (около 2 м) красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников. Свита сложена в нижней части пестроцветными доломитистыми и известковистыми песчаниками, мергелями и алевролитами, в верхней части — светло-серыми брекчиевидными доломитами, песчаниками и мергелями. Мощность свиты изменяется от 200–250 до 600 м. Базальный слой изобилует известняковой галькой подстилающих отложений с переотложенной фауной, в том числе конодонтами позднеэмского времени. В породах собраны остатки брахиопод, кораллов, а также кондонты зон от *Middle varcus* до *binodosa* включительно, что определяет позднеживетский возраст свиты. Свита сформирована на значительном удалении от суши, в существенно глубоководных условиях.

#### Ясачненская СФЗ (5.2)

Маховикская свита ( $D_{2mh}$ ) распространена на левобережье р. Поповка, залегает с отчетливым несогласием и базальными конгломератами в основании на нижнедевонской эльгенекской свите. Свита в нижней части образована красноцветными разногалечными конгломе-



ратами, гравелитами и песчаниками, чередующимися с лавами и туфами трахибазальтов, в верхней части они быстро сменяются сероцветными доломитами с прослоями и пластами мергелей, известняков и песчаников. Мощность 250–300 м. Возраст свиты определен как позднеживетский на основании находок конодонтов, табулят, строматопорат и брахиопод.

### ***Приколымская СФО (6)***

#### ***Бургалийская СФЗ (6.1)***

Двойникская свита ( $D_2dv$ ) на левобережье р. Колыма залегает трансгрессивно на вендских и эйфельских (известковинская толща) отложениях. В основании свиты располагается пачка (100–150 м) пестроцветных разногалечных конгломератов, сменяющихся выше песчаниками с алевролитами. Основной объем свиты составляют темно-серые углеродистые алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся с песчаниками и известняками. Мощность 700–800 м. В породах присутствуют колонии табулят и строматопорат, а также многочисленные конодонты, последовательно характеризующие все верхнеживетские стандартные зоны, возраст свиты позднеживетский.

Все свиты, отнесенные к живетскому ярусу, соответствуют сарыньскому региональному горизонту.

### **ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ**

Верхнедевонские отложения присутствуют в Тасканской и Ясачненской зонах Селеннях-Омулевской СФО и в Бургалийской СФЗ Приколымской СФО, знаменуют постепенный переход к нижнекаменноугольным отложениям.

### **Франский ярус**

Франские отложения формировались в стадию отчетливой трансгрессии, для них характерны относительно глубоководные условия окраины карбонатного шельфа [21]. На территории они представлены чарской свитой, не имеющей на территории листа выходов на поверхность, а также сеймчанской (Тасканская СФЗ), ворчунской свитой (Ясачненская СФЗ) и котохбалыктахской свитой в Приколымской СФО.

### ***Селеннях-Омулевская СФО (5)***

#### ***Тасканская СФЗ (5.1)***

Сеймчанская свита ( $D_3st$ ) залегает согласно, без видимого перерыва на среднедевонской вояхской свите, представлена внизу светло-серыми, а сверху темно-серыми доломитистыми и песчанистыми, реже органогенными и пелитоморфными известняками. Мощность свиты около 500 м. Возраст по остаткам табулят, ругоз и брахиопод, а также по

многочисленным конодонтам, соответствующим конодонтовым зонам *asymmetricus Anc. triangularis*, раннефранский. Свита сформировалась в относительно глубоководных условиях окраины карбонатного шельфа, в значительном удалении от источников терригенного материала.

### **Ясачненская СФЗ (5.2)**

Ворчунская свита ( $D_3vr$ ), залегающая с постепенным переходом или со слабым размывом на среднедевонской маховикской свите, сложена серыми и темно-серыми доломитистыми и глинистыми известняками с примесью вулканического пеплового материала; в нижней и средней частях разреза присутствуют прослой известковистых алевролитов и аргиллитов. Мощность 300–600 м, возрастает к периферии Ясачненской зоны, в этом же направлении снижается роль терригенного материала. Комплекс остатков разнообразной бентосной фауны (табуляты, ругозы и брахиоподы), а также кондонты, представленные всеми стандартными зонами франского яруса, определяют франский возраст свиты.

### **Приколымская СФО (6)**

#### **Бургалийская СФЗ (6.1)**

Котохбалыктахская свита ( $D_3kb$ ) распространена по левобережью р. Колыма, согласно перекрывает среднедевонскую двойникскую свиту. Представляет собой чередование пачек и пластов углеродистых алевролитов, аргиллитов, песчаных, алевролитистых и органогенно-обломочных известняков. Породы слагают как пачки сложного ритмичного чередования, так и самостоятельные однородные пачки. Мощность варьирует в пределах 1400–2000 м, возрастая в северо-восточном направлении. Содержатся остатки брахиопод и аммоноидей, обильны конодонты, определяющие франский возраст свиты. Свита сформирована в глубоководной морской обстановке со значительным поступлением терригенного материала.

Ворчунская и котохбалыктахская свиты по объему соответствуют котохбалыктахскому региональному горизонту.

## **ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

Верхнедевонские—нижнекаменноугольные отложения формировались после резких колебаний уровня Мирового океана и глобальной биосферной катастрофы, кратковременной инверсии геомагнитного поля. Начало раннего фанена совпадает с быстрым подъемом уровня моря, сокращением площади карбонатного седиментогенеза. Отложения фаненского яруса вместе с частью нижнего карбона выделены в стрелкинскую свиту (Тасканская СФЗ) и дуксундинскую свиту в более восточных районах (Бургалийская СФЗ).

## Селеннях-Омулевская СФО (5)

### Тасканская СФЗ (5.1)

Стрелкинская свита ( $D_3-C_1st$ ). В Тасканской зоне на территории листа основание свиты не вскрыто, в Ясачненской зоне она согласно, с постепенным, но быстрым переходом сменяет подстилающую ее сеймчанскую свиту. Свита сложена преимущественно черными массивными и тонкополосчатыми известковистыми алевролитами, аргиллитами с прослоями и линзами известковистых песчаников и песчаных известняков. В нижней части известняки на отдельных уровнях слагают пачки (до 70 м), верхняя часть характеризуется кремнистыми алевролитами и аргиллитами с различным количеством линз и плит разнозернистых и детритовых известняков. Мощность 1000–1500 м. Возрастной диапазон свиты от поздней части раннего франа до позднего турне включительно определяется на основе богатейших конодонтовых комплексов. В северном направлении устанавливается «скольжение» вверх (вплоть до раннего фамена) уровня нижней границы стратона, одновременно снижается и мощность свиты.

## Приколымская СФО (6)

### Бургалийская СФЗ (6.1)

Дуксундинская свита ( $D_3-C_1dk$ ) кроме Бургалийской выделяется в Ясачненской СФЗ (5.2) Селеннях-Омулевской СФО (5). Свита согласно залегает на ворчунской или котохбалыктахской свитах. Образована темно-серыми тонкослоистыми алевролитами, аргиллитами, кремнеалевролитами с подчиненным количеством алевритистых песчаников и разнообразных известняков. Изредка встречаются горизонты известковистых песчаников и гравелитов. Мощность свиты изменяется от 500 до 1000 м, отчетливо возрастая к окраинам Приколымской СФО с одновременным повышением роли кремнистых пород и алевролитов. Свита отвечает интервалу фаменского и большей части турнейского (исключая его верхнюю часть) ярусов, что подтверждается сборами фораминифер, остракод, брахиопод, аммоноидей и обильными комплексами кондонтов (установлены все стандартные зоны в интервале от *Lower triangularis* нижнего фамена до *punctatus* верхнего турне).

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнекаменноугольные отложения развиты в Селеннях-Омулевской и Приколымской СФО, при этом в Тасканской СФЗ они представлены едиными для зоны угрюминской (не выходит на поверхность) и батьковской свитами, а в Ясачненской СФЗ Приколымской СФО — новинской свитой и правоеджекальской толщей. Верхняя часть отнесена к эджекальской свите.

**Турнейский и визейский ярусы**  
**Селеннях-Омулевская СФО (5)**  
**Ясачненская СФЗ (5.2)**

Новинская свита ( $C_{1nv}$ ) обнажается на небольших участках вблизи северной границы территории, в большинстве случаев связана согласными соотношениями с подстилающей дуксундинской свитой, верхняя граница открыта. Залегает согласно или с незначительным пере-рывом, местами в основании присутствует горизонт сероцветных гравели-тов или грубозернистых песчаников. Свита сложена внизу (100–350 м) темно-серыми тонкоплитчатыми углеродистыми алевролитами, кремне-аргиллитами, туффитами, чередующимися с лавами и туфами базальтов, органогенно-обломочными известняками. Выше (400–600 м) располага-ются светло-серые и коричнево-серые органогенные известняки, иногда чередующиеся с кремнеаргиллитами, туффитами и туфоалевролитами. Мощность 500–950 м. Позднетурнейско-визейский возраст свиты опре-деляется конодонтами верхнего турне (интервал зон *typicus* — *latus*), а так-же визейскими фораминиферами, кораллами и брахиоподами из верхней части разреза.

**Приколымская СФО (6)**  
**Бургалийская СФЗ (6.1)**

Правоэджекальская толща ( $C_{1pv}$ ) вскрыта на небольшом участке на левобережье р. Колыма, залегает согласно на породах дуксун-динской свиты и также согласно перекрывается эджекальской свитой. В нижней части (350 м) толща образована чередованием пачек и слоев светло-серых органогенных известняков с известковистыми аргиллитами и алевролитами. По простиранию известняки иногда фациально замеща-ются пачками чередования углеродистых известняков и тонкотерриген-ных пород. Верхняя часть (500–700 м) сложена темно-серыми известко-вистыми песчаниками, алевролитами с пачками и пластами массивных известняков. Мощность 850–1000 м. Позднетурнейско-визейский возраст толщи определяется стратиграфическим положением между хорошо доку-ментированными дуксундинской и эджекальской свитами и присутстви-ем позднетурнейских и визейских фораминифер и конодонтов, а также брахиопод.

**Визейский и серпуховский ярусы**

Визейско-серпуховские отложения (и частично среднекаменноуголь-ные) представлены преимущественно тонкотерригенными породами, их накопление приходится на конец второго (позднеживетско-позднедевон-ско-раннекаменноугольного) среднепалеозойского седиментационного цикла.

## **Селенях-Омулевская СФО (5)**

### **Тасканская СФЗ (5.1)**

Батьковская свита ( $C_{1-2bt}$ ). Основание свиты на территории листа не обнажено, в смежных районах свита залегает на угрюминской согласно, с постепенным или резким переходом, литологическая граница проводится по исчезновению в разрезе пластов и линз органогенных известняков. В составе свиты ритмично чередуются темно-серые с зеленоватым оттенком туффиты, туфоалевролиты, кремнистые и песчано-кремнистые алевролиты и аргиллиты, встречаются редкие прослои песчаных известняков. Мощность 900–1000 м. Свита содержит конодонты, фораминиферы и остатки брахиопод, определяющие поздневизейский и серпуховский возраст. В некоторых разрезах в верхах присутствуют комплексы фораминифер более молодого возраста, в связи с чем предполагается принадлежность части слоев свиты к башкирскому ярусу. В целом же возрастной диапазон свиты еще требует уточнения.

## **Приколымская СФО (6)**

### **Бургалийская СФЗ (6.1)**

Эджекальская свита ( $C_{1-2ed}$ ) обнажена в узкой полосе на левобережье р. Колыма у северной границы территории, на ранневизейской правоеджекальской толще залегает согласно. Свита представлена чередованием темно-серых известковистых и кремнистых алевролитов, туфоалевролитов, туффитов, алевритистых песчаников с линзами известняков. Мощность 250 м. Ранне-среднекаменноугольный возраст определен на основании находок брахиопод, мшанок и фораминифер магарского надгоризонта, в верхней части имеются брахиоподы ольчинского горизонта.

## **ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ**

### **СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ СИСТЕМЫ**

Конец раннекаменноугольной эпохи ознаменовался существенными изменениями в тектоническом режиме, это привело к перестройке палеогеографических условий осадконакопления. В конце намюрского века на смену открытым бассейнам приходит система бассейнов внутриконтинентального типа, что повлекло за собой и смену сообществ фауны. Со среднего карбона на Северо-Востоке Азии происходит смена плана структурно-фациальной зональности, начинается позднепалеозойско-мезозойский («верхоянский») этап развития. Средне-верхнекаменноугольные и пермские отложения на территории листа изучались А. С. Бяковым, В. Г. Ганелиным, Н. И. Караваевой, ими выполнено описание разрезов, определение фораминифер и бентосной фауны, разработано посвитное расчленение отложений.

Отдел	Ярус	Надгоризонт	Горизонт	Селенях-Омулёвская СФЗ (5)		Яно-Кольмская СФЗ (8)			Вилигинская СФЗ (9)	
				Бассейн р. Таскан	Верховья р. Сеймчан	Оротуканский СР (8.1.1)		Буюндинский СР (8.1.2)	Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)	Ольнская СФЗ (9.2)
Татарский (верхний)	Вятский	Колымский	Хивачский	?	Паутовская свита ( $P_3^{pt}$ ) Аргиллиты, алевролиты, прослой песчаных 200–250 м	Широкинская свита ( $P_3^{sr}$ ) Аргиллиты, алевролиты 150–170 м	Нябольская свита ( $P_3^{nb}$ ) Аргиллиты, прослой алевролитов, песчаники 450–600 м			
Татарский (средний)	Северовинский	Омолонский	Бочарский	?	Рогачёвская свита ( $P_3^{rg}$ ) Алевролиты, аргиллиты, прослой песчаников, линзы известняков 300 м	Косовская свита ( $P_3^{ks}$ ) Песчаники, прослой аргиллитов 300 м	Балыгычанская свита ( $P_3^{bf}$ ) Песчаники, прослой алевролитов, аргиллитов, диамиктитов 450–760 м			
Биармийский (средний)	Уржумский	Омолонский	Ольнский	?	Туринская свита ( $P_2^{tr}$ ) Аргиллиты, алевролиты с линзовидными пачками известняков 120 м					
Приуральский (нижний)	Кунгурский	Джигалтинский	Халалинский	?	Кипрейская свита ( $P_{1-2}^{kp}$ ) Алевролиты, аргиллиты, прослой известняков 470 м	Дружининская толща ( $P_{1-2}^{dr}$ ) Песчаники, прослой алевролитов, известняков 470 м				

Рис. 3. Схема корреляции пермских отложений Тасканской, Балыгычанской, Тахтоямо-Вилигинской и Ольнской СФЗ.

Средне-верхнекаменноугольные отложения на территории закартированы только в Тасканской СФЗ Селеннях-Омулевской области, здесь выделяются прибавкинская свита и дядинская толща [40].

## **Селеннях-Омулевская СФО (5)**

### **Тасканская СФЗ (5.1)**

Прибавкинская свита ( $C_{2-3pr}$ ) обнажается на небольших участках в основном на правом борту р. Таскан, согласно сменяет в разрезе подстилающую батьковскую свиту и без видимого несогласия перекрывается нижнепермской кипрейской толщей; отличается однородностью литологического состава. Это темно-серые плохосортированные туффиты, содержащие рассеянный грубообломочный (песчаный и гравийно-галечный) материал; на западе подзоны среди туффитов появляются конкреции, линзы и прослои кремнисто-карбонатного состава. В отдельных горизонтах мощностью 20–50 м количество конкреций достигает 5% объема пород, некоторые из них содержат марганец до 1% и более. В западном направлении отмечается уменьшение количества обломочного материала в туффитах, а мощность возрастает от 120 м в бассейне р. Лыглыхтах до 250 м на правобережье р. Таскан. В туффитах содержатся обломки известняков с фауной магарского горизонта. Собранные в конкрециях остатки брахиопод и гониатитов характеризуют среднекаменноугольный ольчинский горизонт. В то же время имеются данные крупномасштабных съемок [198] о том, что в породах свиты встречены брахиоподы пареньского горизонта верхнего карбона. В целом определение возрастного диапазона прибавкинской свиты еще требует уточнения.

Дядинская толща ( $C_{2-3dd}$ ) выделяется в тектоническом блоке на юго-западе зоны, в верхнем течении р. Сеймчан, где согласно перекрывает батьковскую свиту. Сложена туффитами и туфами кислого состава, присутствуют прослои с известковистыми конкрециями. Мощность 150–250 м. Фораминиферы и остатки брахиопод определяют башкирский и, возможно, частично московский возраст толщи.

## **ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА**

Пермские отложения в виде сравнительно небольших выходов распространены на территории листа повсеместно, характеризуются различными типами разрезов. Для целей картирования в последние годы Н. И. Караваевой [150] выполнено усовершенствование региональной схемы верхнепалеозойских отложений. Многие типы разрезов центральной части территории охарактеризованы А. С. Бяковым [16].

### **НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

К нижнему отделу относятся пока недостаточно изученные толщи южной части территории: это буйнинская и олыньская толщи Вилигинской СФО (рис. 3).

## **Вилигинская СФО (9)**

### **Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)**

Буйнинская толща ( $P_{1bn}$ ) вскрывается в тектоническом блоке в среднем течении р. Нявленга, основание не обнажено. Толща представлена чередованием зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников, темно-серых глинистых сланцев и алевролитов, содержащих примесь пирокластического материала. Подчиненное значение имеют пласты туффигов и туфов андезитов. Мощность около 700 м. В породах встречены остатки колымий и фрагменты их призматического слоя, в связи с недостаточной изученностью отложений принимается раннепермский возраст толщи.

### **Ольнская СФЗ (9.2)**

Ольнская толща ( $P_{1ol}$ ) обнажается в тектоническом блоке в приустьевой части р. Ольнь, основание не обнажено. Толща сложена серыми разнозернистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями и линзами глинистых алевролитов. В нижней части разреза толщи присутствуют линзовидные прослои гравелитов с гальками кремнисто-глинистых сланцев и эффузивов среднего и кислого состава. Мощность около 600 м. Немногочисленные остатки брахиопод и кораллов характеризуют джигдалинский надгоризонт нижней перми.

## **НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ**

Нижне-среднепермские отложения выделяются в Селеннях-Омулевской и Приколымской СФО (кипрейская свита, дружинская, лесистинская и большебургалийская толщи), основной объем которых приходится на кунгурский и уфимский ярусы нижней перми, верхи разреза, по-видимому, относятся к низам казанского яруса.

## **Селеннях-Омулевская СФО (5)**

### **Тасканская СФЗ (5.1)**

Кипрейская свита ( $P_{1-2kp}$ ) распространена в бассейне р. Таскан, на подстилающей средне-верхнекаменноугольной прибавкинской свите залегает, вероятно, с перерывом и размывом, имея в основании слой (0,4–0,8 м) грубозернистого песчаника, переходящего в гравелиты. Свита представлена темно-серыми с зеленоватым оттенком алевролитами и аргиллитами с прослоями в верхней части разреза колымиевых известняков, наблюдаются слои, насыщенные марганценосными глинисто-карбонатными стяжениями. Мощность 200 м. Возраст свиты по находкам брахиопод и двустворок и сопоставлению со смежными районами определяется в основном в диапазоне джигдалинского надгоризонта, верхняя часть содержит остатки двустворок, характеризующие лону *Mongolusia russiensis* — *Aphanaia dilatata* низов оломонского надгоризонта [17].



Дружинская толща ( $P_{1-2dr}$ ) выделяется в верховьях р. Сеймчан, залегает, по-видимому, несогласно на средне-верхнекаменноугольных отложениях, непосредственный контакт не наблюдался. В составе толщи преобладают серые, светло-серые крупно-среднезернистые известковистые песчаники. В средней части разреза выделяется пачка переслаивания песчаников и алевролитов, присутствуют маломощные прослои известняков. Мощность 470 м. Предположительное соответствие в основном джигдалинскому надгоризонту основывается на остатках раннепермских гастропод и редких колымий. Толща по возрасту условно параллелизуется с кипрейской свитой.

### *Ясачненская СФЗ (5.2)*

Лесистинская толща ( $P_{1-2ls}$ ) обнажается в небольшом тектоническом блоке на левобережье р. Поповка, основание не вскрыто, толща несогласно перекрыта верхнеюрскими отложениями. Севернее территории листа толща своими разными по возрасту горизонтами налегает на верхнекаменноугольную чахаданскую свиту. Представлена зеленовато-серыми туфопесчаниками и туфоалевролитами, иногда известковистыми, туффитами и реже детритовыми колымиевыми известняками. Мощность около 150 м. Ранне-среднепермский возраст устанавливается на основании находок остатков брахиопод.

### *Приколымская СФО (6)*

#### *Бургалийская СФЗ (6.1)*

Большебургалийская толща ( $P_{1-2bb}$ ) выходит на поверхность на небольших участках по левобережью р. Колыма, у северной границы территории свита с трансгрессивным контактом залегает на ниже-среднекаменноугольной эджекальской свите. Толща представлена темно-серыми и пестроцветными (голубовато-зелеными, коричнево-красными) сланцеватыми аргиллитами и алевролитистыми аргиллитами с глинисто-карбонатными конкрециями. Мощность 650 м. В нижней части толщи обнаружены фораминиферы и остатки брахиопод джигдалинского надгоризонта, выше по разрезу присутствуют фораминиферовые комплексы ололонского надгоризонта и обломки призматического слоя раковин колымий. Ранне-среднепермский возраст толщи принимается в объеме джигдалинского и ололонского надгоризонтов.

## **СРЕДНИЙ ОТДЕЛ**

Среднепермские отложения (казанский и уржумский ярусы) присутствуют в Селеннях-Омулевской и Яно-Колымской областях, распространены ограниченно, вскрываясь в центральных частях антиклинальных, реже синклинальных структур. Пермские отложения Омулевского поднятия в последнее время изучены А. С. Бяковым [17].

## ***Селенях-Омулевская СФО (5)***

### ***Тасканская СФЗ (5.1)***

Туринская свита ( $P_2tr$ ) согласно залегает на ниже-среднепермских кипрейской свите или дружининской толще, сложена серыми, вишневыми и ярко-зелеными марганценосными сланцеватыми аргиллитами и алевролитами с линзовидными пачками (10–40 м) светло-серых колымских известняков. Пестроцветные аргиллиты содержат окислы марганца (до 3,65%) и железа (до 11,44%). Мощность 120 м. По остаткам брахиопод и двустворок устанавливается среднепермский возраст и соответствие большей части омононского надгоризонта.

## ***Яно-Колымская СФО (8)***

### ***Балыгычанская СФЗ (8.1)***

#### ***Буюндинский СР (8.1.2)***

Купкинская свита ( $P_2kp$ ) распространена в восточной части Балыгычанского поднятия, вскрываясь в ядрах антиклиналей. Основание свиты наблюдению недоступно. Свита представлена флишоидным чередованием темно-серых алевролитистых аргиллитов, алевролитов и светло-серых мелко- и среднезернистых кварцево-полевошпатовых, реже лититовых песчаников. Присутствуют эллипсоидальные известковистые стяжения размером 10–20 см. В составе ритмов глинистые разности резко преобладают, слои песчаников в мощности достигают первых десятков сантиметров. Встречаются интервалы с частыми градационными переходами от песчаника в подошве к тонкоотмученному аргиллиту. Нижняя граница песчаника резкая, иногда с небольшим размывом, верхняя — постепенная. Мощность градационных переходов до 10–20 см. Видимая мощность свиты 1200 м. Среднепермский возраст и соответствие свиты омононскому надгоризонту определяются сборами остатков иноцерамоподобных двустворок колымий.

## **ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ**

### **Северодвинский–вятский ярус**

К северодвинскому и вятскому ярусам относятся рогачевская свита на Омулевском поднятии и балыгычанская свита Буюндинского СР Балыгычанской СФЗ.

## ***Селенях-Омулевская СФО (5)***

### ***Тасканская СФЗ (5.1)***

Рогачевская свита ( $P_3rg$ ) связана согласным соотношением с подстилающей туринской свитой, непосредственный контакт с

перекрывающими нижнетриасовыми отложениями не наблюдался. Свита сложена темно-серыми массивными и плитчатыми алевролитами, реже аргиллитами, присутствуют редкие маломощные прослои песчаников, линзы и караваяобразные конкреции известняков. Мощность 300 м. В породах распространены остатки крупных раковин колымий, что вместе со стратиграфическим положением свиты предполагает соответствие ее северодвинскому и вятскому ярусам (исключая самые верхи перми).

### ***Яно - Колымская СФО (8)***

#### ***Балыгычанская СФЗ (8.1)***

##### ***Буюндинский СР (8.1.2)***

Балыгычанская свита ( $P_3bl$ ) связана постепенным переходом с купкинской свитой, нижняя граница проводится по резкому возрастанию в разрезе количества песчаников и мощности их слоев. Свита характеризуется преобладанием серых и светло-серых мелко-среднезернистых лититово-полевошпатовых и лититовых песчаников с карбонатными стяжениями размером до 20 см. Подчиненное значение имеют темно-серые неяснослоистые алевролиты и аргиллиты, образующие редкие прослои или (в верхней части разреза) пачки переслаивания с песчаниками. Среди песчаников присутствуют линзы, прослои и отдельные пачки (до 30–40 м) диамиктитов с рассеянным обломочным материалом гравийно-галечной размерности. Мощность 450–760 м. Собранные остатки двустворок и брахиопод определяют принадлежность свиты к гижигинскому и нижней половине хивачского горизонтов (колымский надгоризонт региональной шкалы).

### **Вятский ярус**

Отложения вятского яруса (хивачский горизонт) распространены в Балыгычанской зоне Яно-Колымской СФО, в составе районов отличаются строением, составом и расчленением. В Оротуканском СР выделяются явинская толща и паутовская свита, в бассейне р. Среднекан — косовская и широкинская свиты, в Буюндинском СР и в Хетагчанской СФЗ — это единая нябольская свита.

### ***Яно - Колымская СФО (8)***

#### ***Балыгычанская СФЗ (8.1)***

##### ***Оротуканский СР (8.1.1)***

Явинская толща ( $P_3jav$ ), выделяемая А. С. Бяковым под наименованием оводовской свиты [16], обнажена в ядрах антиклиналей на междуречье Оротукан–Нерега, подошва не вскрыта. Толща представлена переслаиванием серых слоистых разнозернистых (от мелко- до крупнозернистых) полевошпатово-лититовых песчаников и алевролитов темно-

серых аргиллитов, в нижней части существенно флишоидным. Пакеты флишоидного строения имеют мощность от первых метров до 10 м, они чередуются с такими же по мощности пакетами существенно аргиллитового состава. В песчаниках отмечается примесь рассеянного гравийного материала, встречаются линзы и стяжения известняков. Видимая мощность 500 м. По остаткам иноцерамовидных двустворок толща относится к нижней половине и частично верхней половине хивачского горизонта.

Паутовская свита ( $P_3pt$ ) залегает согласно на явинской толще, нижняя граница проводится по исчезновению из разреза мощных слоев песчаников. Контакт с перекрывающими нижнетриасовыми отложениями согласный, постепенный. Свита сложена преимущественно темно-серыми неяснослоистыми алевритистыми аргиллитами и алевролитами с тонкими (до 10 см) прослоями серых мелко-среднезернистых песчаников. В тонкотерригенных породах наблюдается рассеянная примесь обломочного материала псаммитовой размерности. Мощность 200–250 м. По находкам иноцерамовидных двустворок свита отвечает верхней части хивачского горизонта, зоне по двустворкам *Intomodesma costatum*.

В бассейне р. Среднекан в составе верхнепермских отложений выделяются радужнинская, косовская и широкинская свиты, нижняя из которых (радужнинская) на карте не показана и выделяется только на геологическом разрезе.

Радужнинская свита ( $P_3rd$ ) располагается в основании пермских отложений, основание ее не изучено, сложена в основном темно-серыми аргиллитами и углеродсодержащими алевритистыми аргиллитами с прослоями (10–20 см) светло-серых алевролитов и песчаников. Мощность около 300 м. Свита относится к хивачскому горизонту верхней перми.

Косовская свита ( $P_3ks$ ) обнажена в ядре купольной структуры в верховьях р. Среднекан, залегает согласно на радужнинской свите, не показанной на карте из-за малых размеров выхода. Основной объем свиты составляют светло-серые и серые массивные и плитчатые мелко-среднезернистые полевошпатово-лититовые песчаники с редкими прослоями и пачками темно-серых алевритистых аргиллитов. В песчаниках встречаются овальные карбонатные стяжения, отмечаются рассеянная гравийная примесь вулканических пород и прослои диамиктитов. Мощность около 300 м. На основании находок двустворок свита относится к верхней половине хивачского горизонта.

Широкинская свита ( $P_3\check{r}$ ) согласно покрывает косовскую, нижняя граница проводится по кровле массивных песчаников. Соотношение с перекрывающими нижнетриасовыми отложениями не наблюдалось, предполагается согласный контакт. Свиту составляют переслаивающиеся темно-серые аргиллиты и серые алевролиты, реже мелкозернистые полевошпатово-лититовые песчаники. В верхней части выделяется пачка (30–35 м), сложенная неслоистыми углеродистыми аргиллитами (содержание углерода достигает 1,15%). Мощность 150–170 м. Редкие остатки двустворок из нижней части свиты позволяют относить ее к верхней части хивачского горизонта.

### **Буюндинский СР (8.1.2) и Хетагчанская СФЗ (8.2)**

Нябольская свита ( $P_{3nb}$ ) залегает согласно на балыгычанской свите, граница с которой проводится по исчезновению из разреза мощных пачек светло-серых песчаников. Основной состав свиты — темно-серые массивные, иногда углеродистые аргиллиты (содержание углерода достигает 4,7%, среднее 1%), присутствуют алевролиты, редкие прослои известковистых песчаников. В средней части разреза свиты обнаруживаются пакеты и пачки (10–40 м) переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников с косой, нарушенной или градационной слоистостью. Песчаники и алевролиты нередко известковистые, наблюдаются пакеты и пачки черных тонкоотмученных аргиллитов. Мощность изменяется от 450 до 650 м, увеличиваясь в восточном направлении. Алевролиты местами содержат остатки двустворок и более редких брахиопод и иглокожих, указывающих на принадлежность свиты к хивачскому горизонту.

### **Бохапчинская СФЗ (8.3)**

Верхнепермские отложения Бохапчинской зоны представляют верхнюю часть мощного разреза перми Аян-Юряхского антиклинория, на территории листа здесь выделены омчакская и старательская свиты.

Омчакская свита ( $P_{3om}$ ) обнажается в ядерных частях брахиантиклиналей в юго-западной части территории листа, основание свиты не вскрыто, западнее территории листа она согласно залегает на атканской свите. Омчакская свита сложена темно-серыми неслоистыми алевролитистыми аргиллитами и алевролитами, присутствуют маломощные слои мелкозернистых полевошпатово-лититовых песчаников. В нижней части свиты наблюдается флишоидное чередование алевролитов и аргиллитов с более мощными слоями песчаников. Видимая мощность около 500 м. Органические остатки двустворок и брахиопод определяют принадлежность свиты к нижней половине хивачского горизонта.

Старательская свита ( $P_{3st}$ ) залегает согласно на омчакской, обрамляя ее выходы в сводах антиклиналей. В составе свиты преобладают темно-серые неяснослоистые аргиллиты, иногда углеродистые, и песчаные алевролиты, в верхней части присутствуют мелко-среднезернистые лититовые песчаники, переходящие в песчано-алевролитовые аргиллиты. Мощность достигает 900 м. Многочисленные остатки иглокожих, двустворок и брахиопод указывают на принадлежность пород к верхней части хивачского горизонта.

### **НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ**

Более широким стратиграфическим диапазоном характеризуются пермские отложения, выделяемые в Сугойской зоне Иньяли-Дебинско-Сугойской СФО (тактайюряхская свита) и в зонах Вилигинской СФО.

## *Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)*

### *Сугойская СФЗ (7.1)*

Тактайюряхская свита ( $P_{1-3tk}$ ) обнажается в тектоническом блоке на левом борту долины р. Балыгычан, в ее нижнем течении. Основание свиты не вскрыто, в стратотипической местности, севернее территории листа, свита согласно перекрывает верхнекаменноугольные—нижнепермские отложения. Свита сложена серыми и темно-серыми глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами, в средней части разреза с прослоями и пачками (до 50 м) светло-серых органогенно-обломочных колымиевых известняков. В верхней части разреза встречаются прослой и линзы известково-глинистых пород и слои с рассеянным грубообломочным материалом. Видимая мощность 1200 м. В породах обнаружены ранне-позднепермские фораминиферы и остатки гастропод и раковин колымий и брахиопод, в конкрециях — пермские радиолярии; возраст свиты определяется стратиграфическим диапазоном от нижнепермского джигдалинского надгоризонта до гижигинского горизонта верхней перми включительно.

## *Вилигинская СФО (9)*

### *Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)*

Прижимнинская толща ( $P_{2-3rg}$ ) вскрывается на ограниченной площади в среднем течении р. Тахтояма, соотношение с подстилающей буйнинской толщей не установлено, предполагается согласное залегание; на границе с перекрывающими нижнетриасовыми отложениями стратиграфический перерыв. Толща сложена внизу светло-серыми средне-крупнозернистыми вулканомиктовыми песчаниками, пепловыми туфами кислого состава, туфолавами андезитов и базальтов с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, вверху — светло-серыми кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями пепловых туфов кислого состава и вулканомиктовых песчаников. Мощность около 1700 м. В толще присутствуют прослой колымиевых ракушечников, остатки мшанок, достаточно условно принимается средне-позднепермский возраст толщи в объеме большей части омонского и колымского надгоризонтов региональной шкалы.

### *Ольнская СФЗ (9.2)*

Арбутлинская толща ( $P_{2-3ar}$ ) обнажается в среднем течении р. Арбугла, контакт с подстилающей ольнской толщей не наблюдался, предполагается согласное залегание; вероятно, со стратиграфическим перерывом она перекрывается нижнетриасовыми отложениями. Толща образована зеленовато-серыми средне- и крупнозернистыми вулканомиктовыми и полимиктовыми, иногда известковистыми песчаниками, темно-серыми туфоалевролитами с прослоями пепловых и псаммитовых туфов среднего и кислого состава, кремнисто-глинистых сланцев, редко

Отдел	Ярус	Подъярус	Балыгычанская СФЗ (8.1)				Хетагчанская СФЗ (8.2)
			Оротуканский СР (8.1.1)	Буюндинский СР (8.1.2)	Мякитский СР (8.1.3)	Келянский СР (8.1.4)	
Верхний	Рэтский		Оротуканская свита ( $T_3or$ ) Алевролиты, аргиллиты, туфы андезитов, туффиты 650–1200 м	Прометейская толща ( $T_3pr$ ) Алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники 750–800 м	Бохапчинская свита ( $T_3bh$ ) Аргиллиты, алевролиты, прослой туфопесчаников, туфов андезитов 350–1000 м	Останцовская толща ( $T_3os$ ) Алевролиты, прослой туфопесчаников, известняков, аргиллитов 350–400 м	Сугойская толща ( $T_3sg$ ) Алевролиты, аргиллиты, туфопесчаники, туффиты, туфоандезиты 350–400 м
	Норийский	Верхний					
		Средний	Кюнγκуйская свита ( $T_3kn$ ) Аргиллиты 0–400 м				
	Карнийский	Верхний	Раздольнинская толща ( $T_3rz$ ) Аргиллиты, прослой алевролитов 0–450 м	Лакландинская толща ( $T_3lk$ ) Аргиллиты, алевролиты, прослой песчаников 1150–1200 м	Хурчанская толща ( $T_3hr$ ) Аргиллиты, алевролиты, прослой песчаников 800–1000 м	Кырчанская толща ( $T_3kr$ ) Алевролиты, аргиллиты, песчаники глинисто-карбонатные стяжения 1100–1400 м	Хурчанская толща ( $T_3hk$ ) Алевролиты, аргиллиты, прослой песчаников 450–500 м
			Нижний				Джапкачанская толща (не обнажена)
		Ладинский	Верхний	Среднеканская свита ( $T_{2-3sr}$ ) Песчаники, алевролиты, прослой аргиллитов, глинисто-карбонатные конкреции 150–300 – 800–900 м	Мулканская толща ( $T_{2-3ml}$ ) Аргиллиты, прослой алевролитов, песчаники, фосфатоносные конкреции 400–450 м	Берентальская толща ( $T_{2-3br}$ ) Алевролиты, аргиллиты 300–1000 м	Сокотокская толща ( $T_{2-3sk}$ ) Аргиллиты, алевролиты, прослой песчаников 150–300 м
Нижний							
Анлизийский	Верхний	Таньянурская свита ( $T_2tn$ ) Алевролиты, аргиллиты, фосфатоносные конкреции 700–900 м				Тэутэрэджакская толща ( $T_2tt$ ) Алевролиты, аргиллиты, фосфатоносные конкреции 900–1100 м	Элекчанская свита ( $T_2el$ ) Аргиллиты, алевролиты, прослой песчаников, глинисто-карбонатные конкреции 1200–1350 м
	Средний						
	Нижний	Бодринская толща ( $T_2bd$ ) Песчаники, прослой алевролитов 250 м					
Нижний	Оленекский	Верхний	Смородинская толща ( $T_1sm$ ) Алевролиты, прослой песчаников, известняков, пачки аргиллитов 1100–1350 м	Халарская толща ( $T_1hl$ ) Аргиллиты, алевролиты, прослой песчаников 1100 м ?	Смороднинская толща ( $T_1sm$ ) Алевролиты, аргиллиты, песчаники 600–700 м ?	Аксуйская толща ( $T_1ak$ ) Аргиллиты, прослой алевролитов и песчаников 800–1000 м	
		Нижний					
	Индский	Верхний	Гербинская свита ( $T_1gr$ ) Алевролиты, аргиллиты 500–700 м				
		Нижний					

Рис. 4. Схема корреляции триасовых отложений Балыгычанской и Хетагчанской СФЗ.

аргиллитов с растительным детритом. В туфоалевролитах присутствуют рассеянный галечный материал разного состава и линзы гравелитов и конгломератов. Мощность около 1000 м. В породах отмечены только остатки колымий, условно для толщи принимается средне-позднепермский возраст, вероятно, в объеме омомонского и нижней половины колымского надгоризонтов.

## **МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА**

### **ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА**

Триасовые отложения знаменуют заметно обособленный подэтап развития территории, начавшийся вслед за рубежом палеозойской и мезозойской эр, который отмечен крупными перестройками в палеогеографии и в органическом мире. Индский век является началом трансгрессии, сменявшей широко распространившуюся регрессию конца позднепермской эпохи.

Преимущественно тонкотерригенные отложения триаса распространены на территории практически повсеместно, они известны в составе всех структурно-формационных областей и зон. Их выходы занимают особенно большие площади в центральной части территории, здесь они характеризуются большой мощностью и расчленены на свиты, по объему сопоставимые с ярусами триасовой системы. Отложения северной части территории отличаются существенно меньшей мощностью и расчленены с детальностью примерно до отдела. Схема расчленения отложений основана на результатах среднемасштабного картирования и тематических исследований разных лет Ю. М. Бычкова, И. В. Полуботко, Ю. С. Репина, И. И. Тучкова, особенно большое значение имеют обобщения Ю. М. Бычкова [13, 14, 15].

### **НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

Нижнетриасовые отложения закартированы в зонах Яно-Колымской и Вилигинской СФО. В Оротуканском СР Балыгычанской СФЗ они разделены на индские и оленеские, в большинстве других случаев они закартированы как нижнетриасовые, без привязки к конкретным ярусам (рис. 4).

#### **Индский ярус**

*Яно-Колымская СФО (8)*

*Балыгычанская СФЗ (8.1)*

*Оротуканский СР (8.1.1)*

Гербинская свита ( $T_{1gr}$ ) прослеживается по обрамлению выходов перми в антиклинальных структурах Оротуканского горста



Балыгычанского поднятия, на верхнепермской паутовской свите залегает согласно с постепенным переходом. Нижняя граница гербинской свиты проводится по подошве пачки тонкослоистых алевролитов [16]. Свита представлена серыми и светло-серыми тонкослоистыми алевролитами, переслаивающимися с массивными алевролитами и темно-серыми сланцеватыми аргиллитами. В породах часто отмечается тонкая горизонтальная, косая и волнистая слоистость. Встречаются линзы известняков и глинисто-карбонатные конкреции. В направлении к юго-востоку по площади выходов в составе свиты появляются прослои мелкозернистых песчаников. Мощность 500–700 м. Остатки двустворок и аммоноидей определяют ранне- и позднеиндский возраст пород свиты.

### **Оленекский ярус**

#### *Оротуканский СР (8.1.1)*

Ларюковская свита ( $T_1lr$ ), залегающая согласно на гербинской, образована темно-серыми сланцеватыми аргиллитами и алевритоглинистыми сланцами с прослоями алевролитов, местами преобладают алевролиты с горизонтальной, косой и волнистой слоистостью, присутствуют светло-серые мелкозернистые существенно кварцевые песчаники. Мощность 600–1000 м. В нижней части свиты крупные карбонатные конкреции с ядрами раннеоленекских двустворок и цератитов, в верхней половине разреза встречены остатки позднеоленекских аммоноидей.

#### *Мякитский СР (8.1.3)*

Халарская толща ( $T_1hl$ ) обнажается в ядре Мякит-Хурчанской антиклинали, основание не вскрыто. В составе толщи преобладают темно-серые сланцеватые аргиллиты, чередующиеся с серыми косо- и горизонтальнослоистыми алевролитами, в средней части обычно преобладают алевролиты. Отмечаются отдельные пласты (до 15 м) мелкозернистых песчаников, караваеобразные глинисто-карбонатные конкреции. Видимая мощность 1100 м. В породах свиты собраны ядра ранне- и позднеоленекских аммоноидей, возможно, низы толщи захватывают часть индского яруса.

### **Вилигинская СФО (9)**

#### *Тахтоям-Вилигинская СФЗ (9.1)*

Нявленгинская толща ( $T_1nv$ ) обнажается на северном крыле антиклинали, со стратиграфическим перерывом, с предположительным выпадением слоев индского возраста залегает на верхнепермских отложениях. В нижней части толщи преобладают сланцеватые аргиллиты, выше — слоистые и неяснослоистые алевролиты с прослоями алевритоглинистых сланцев и песчаников. В верхах располагается пачка (40 м)

сланцеватых аргиллитов с остатками позднеоленекских двустворок и аммоноидей. Мощность 300–400 м.

Толщи отложений, сопоставимые по объему с нижним отделом триасовой системы (без привязки к ярусам), выделяются в пределах Балыгычанской и Бохапчинской зон Яно-Колымской СФО. Выделяются нижнетриасовые смородинская, аксуйская и ушельнинская толщи.

## ***Яно-Колымская СФО (8)***

### ***Балыгычанская СФЗ (8.1)***

#### ***Буюндинский (8.1.2), Келянский (8.1.4) СР***

Смородинская толща ( $T_{1sm}$ ) распространена в бассейнах рек Буюнда, Купка, Балыгычан, на большей части территории она согласно перекрывает породы верхнепермской нябольской свиты, нижняя граница ее проводится по подошве пачки алевролитов, тонко переслаивающихся со сланцеватыми аргиллитами. Восточнее (в Келянском СР) толща, по-видимому, со стратиграфическим несогласием залегает на нябольской свите. Смородинская толща большей частью сложена серыми тонкослоистыми алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников, известняков и пачками (мощностью до 200 м в средней части разреза) темно-серых сланцеватых аргиллитов. Мощность 1100–1350 м. Восточнее, на правом берегу Балыгычана в составе толщи преобладают сланцеватые аргиллиты и алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками, а мощность уменьшается до 600–700 м. Раннетриасовый возраст толщи определяется находками индских и оленекских двустворок и аммонитов. В Келянском СР из разреза толщи выпадает нижняя часть (подтолща), а ее возрастной диапазон, вероятно, сокращен.

### ***Хетагчанская СФЗ (8.2)***

Аксуйская толща ( $T_{1ak}$ ) обнажается на правом берегу р. Сугой у восточной границы территории, она согласно залегает на породах верхнепермской нябольской свиты. Образована темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с частыми тонкими (1–5 см) ритмично повторяющимися прослоями тонкослоистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность 800–1000 м. В породах распространены шаровидные и караваеобразные глинисто-карбонатные конкреции, заключающие ядра индских и оленекских двустворок и аммоноидей.

### ***Бохапчинская СФЗ (8.3)***

Ушельнинская толща ( $T_{1ul}$ ) распространена на юго-западе территории в бассейне р. Бохапча. На верхнепермской старательской свите толща залегает согласно, сложена преимущественно темно-серыми сланцеватыми аргиллитами, нередко алевролитистыми, с тонкими прослоями серых алевролитов, а в нижней части разреза с пластами мелкозернистых

песчаников. Часто встречаются глинисто-карбонатные конкреции. Мощность 1000–1600 м. В породах толщи и в конкрециях захоронены многочисленные ядра и отпечатки конхострах, двустворок, гастропод и цератитов, определяющих индский и оленекский возраст.

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднетриасовые отложения распространены практически по всей территории листа. В пределах Яно-Колымской и Вилигинской СФО обычно выделяются анизийский ярус и ладинский ярус вместе с частью карнийского яруса, в Селеннях-Омулевской и Приколымской СФО выделяются нерасчлененные среднетриасовые отложения и отложения более широкого стратиграфического диапазона.

### Анизийский ярус

Отложения анизийского возраста выделяются в составе среднего триаса в Балыгычанской, Хетагчанской и Бохапчинской зонах Яно-Колымской СФО и в обеих зонах Вилигинской СФО.

### *Яно-Колымская СФО (8)*

#### *Балыгычанская СФЗ (8.1)*

##### *Буюндинский СР (8.1.2)*

Таньянурская толща ( $T_2tn$ ) согласно залегает на нижнетриасовой смородинской толще. Она представлена чередованием пачек (50–100 м) серых косо- и горизонтальнослоистых алевролитов или темно-серых массивных и сланцеватых аргиллитов. Отмечаются прослои и линзы известковистых алевролитов, отдельные слои аргиллитов включают довольно многочисленные фосфатоносные глинисто-карбонатные конкреции. Мощность 700–900 м. Анизийский возраст толщи подтверждается сборами многочисленных остатков аммоноидей.

##### *Келянский СР (8.1.4)*

Бодринская и тэутэрэнджекская толщи объединенные ( $T_2bd + tt$ ) прослеживаются полосой по восточному краю Балыгычанского поднятия. Бодринская толща согласно залегает на смородинской толще и связана согласными соотношениями с перекрывающей тэутэрэнджекской.

Бодринская толща образована разномасштабными кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями алевролитов и известковистых алевролитов. С юга на север доля песчаников в разрезе уменьшается, а количество и мощность слоев (0,1–5 м) алевролитов возрастает. Мощность 250 м.

Тэутэрэнджекская толща сложена темно-серыми алевролитами и аргиллитами с редкими слоями песчаников. Много шаровидных и диско-

видных глинисто-кремнистых и фосфатоносных конкреций. Мощность 900–1100 м.

По остаткам двустворок и аммоноидей, захороненным в конкрециях, устанавливается ранне-среднеанизийский возраст бодринской толщи и средне-позднеанизийский — тэутэрэнджекской.

### ***Хетагчанская СФЗ (8.2)***

Элекчанская свита ( $T_{2el}$ ) согласно перекрывает нижнетриасовую аксуйскую свиту, в основании располагается пачка (120–200 м) зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами. Выше залегают темно-серые аргиллиты и алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами пелитоморфных известняков. Мощность 1200–1350 м. По всему разрезу распространены шаровидные и овальные глинисто-карбонатные конкреции, которые заключают остатки анизийских двустворок и аммоноидей.

### ***Бохапчинская СФЗ (8.3)***

Анманнанджинская толща ( $T_{2an}$ ) с согласным контактом перекрывает ушельнинскую, образована темно-серыми глинистыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами. Глинистые алевролиты в нижней части иногда характеризуются тонкой линзовидной слоистостью; массивные аргиллиты и алевритистые аргиллиты сконцентрированы в верхней трети разреза толщи. Мощность 900–1000 м. Многочисленные фосфатные и глинисто-карбонатные конкреции содержат остатки анизийских двустворок и аммоноидей.

### ***Вилигинская СФО (9)***

#### ***Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)***

Торская толща ( $T_{2tr}$ ) залегает согласно на нижнетриасовой нявленгинской, четко выделяется в разрезе, сложена зеленовато-серыми мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками с линзами, слоями и редко пачками (до 40 м) алевролитов. Мощность 210–230 м. Остатки аммоноидей, последовательно распределенные по разрезу, определяют ранне-среднеанизийский возраст.

#### ***Ольнская СФЗ (9.2)***

Маймачанская толща ( $T_{2mm}$ ) обнажается на юго-востоке территории, она согласно перекрывает нижнетриасовую нэкучанскую толщу. В основании разреза располагается пачка (около 150 м) монотонных сланцеватых аргиллитов. Основной объем толщи представлен алевролитами, аргиллитами и в подчиненном количестве кварц-полевошпатовыми песчаниками, более характерными для нижней половины разреза. Видимая

мощность толщи 800–1000 м. В глинисто-кремнистых и известково-глинистых конкрециях встречены остатки средне-позднеанизийских двустворок и аммоноидей.

## НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Нерасчлененные ниже-среднетриасовые отложения выделяются в Селеннях-Омулевской СФО — незнайкинская толща, а также на Приколымской СФО — нижняя подтолща триасовой малобургалийской толщи. Ниже-среднетриасовые отложения в северной части Яно-Колымской СФО, не выходящие на поверхность, показаны на геологическом разрезе.

### *Селеннях-Омулевская СФО (5)*

#### *Тасканская СФЗ (5.1)*

Незнайкинская толща ( $T_{1-2}nz$ ) закартирована на небольшом участке в верховьях р. Сеймчан среди поля пород верхнепермской рогачевской свиты, соотношение с которой не изучено, на границе предполагается перерыв [14]. Вместе с тем имеются сведения о находках в других пунктах оленекских двустворок [61]; вполне вероятно, что при детальном исследовании из состава незнайкинской свиты можно будет вычленить нижнетриасовые отложения; этот вопрос требует разрешения. Основание незнайкинской толщи не наблюдалось, в обнаженной части разреза описаны темно-серые сланцеватые аргиллиты и алевролиты с кремнистыми конкрециями, в которых присутствуют остатки позднеанизийских цератитов и ладинских двустворок, нижняя часть толщи, вероятно, имеет раннетриасовый возраст. Видимая мощность толщи 400 м.

### *Приколымская СФО (6)*

#### *Бургалийская СФЗ (6.1)*

Нижнемалобургалийская подтолща ( $T_{1-3}mb_1$ ) обнажается в небольших тектонических блоках. Севернее территории листа без видимого несогласия, но, вероятно, со стратиграфическим перерывом залегает на ниже-среднепермской большебургалийской толще [14]. Подтолща представлена почти исключительно темно-серыми массивными аргиллитами, имеются редкие слои алевролитов и линзы известняков. Мощность 350–450 м. В многочисленных шаровидных конкрециях собраны остатки двустворок и аммоноидей, определяющие возрастной диапазон подтолщи от позднего оленека до ладинского яруса и части карниа включительно.

Нерасчлененные ниже-среднетриасовые отложения ( $T_{1-2}$ ), возможно, с незначительной частью верхнего триаса в Сугойской СФЗ Иньяли-Дебинско-Сугойской СФО показаны только на

геологическом разрезе. Севернее территории листа они выделены в нижнетриасовую уннунгскую толщу, среднетриасовую ялобинскую и средневерхнетриасовую лариончиковскую свиты. Отложения довольно однородны, представлены темно-серыми сланцеватыми аргиллитами и алевролитами с многочисленными фосфатными конкрециями. Суммарная мощность 2000–2500 м.

### **СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ**

Среднетриасовое время и начало карнийского века на территории Северо-Востока России отмечено заметной регрессией, расширением площадей суши, в раннем карнии она сменилась трансгрессией [13]. Средневерхнетриасовые отложения распространены в составе Яно-Колымской и Вилигинской областей. Среди стратиграфических подразделений этого этапа различаются стратоны, охватывающие ладинский ярус и самую нижнюю часть карнийского яруса, и стратоны более широкого возрастного диапазона — от среднего триаса до низов карния включительно. Ладинско-карнийские отложения выделяются на большей части площади названных выше областей. Анизийско-карнийские отложения характерны для Дебино-Сумунской и Балыгычанской зон Яно-Колымской СФО.

### **СРЕДНИЙ ОТДЕЛ, ЛАДИНСКИЙ ЯРУС—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, КАРНИЙСКИЙ ЯРУС**

#### ***Яно-Колымская СФО (8)***

#### ***Балыгычанская СФЗ (8.1)***

#### ***Буюндинский СР (8.1.2)***

Мулканская толща ( $T_{2-3ml}$ ), согласно перекрывающая среднетриасовую таньянурскую толщу, однообразна по составу, сложена темно-серыми сланцеватыми аргиллитами и алевролитистыми аргиллитами с тонкими прослоями горизонтальнослоистых глинистых алевролитов. Мощность 150–210 м. В породах толщи собраны остатки тонкоробристых двустворок ладинского возраста. Стратиграфический объем толщи соответствует ладинскому ярусу и, вероятно, самым низам карния.

#### ***Келянский СР (8.1.4)***

Сокотокская толща ( $T_{2-3sk}$ ) согласно налегает на анизийскую тэутэрэнджекскую. В основании наблюдается пачка сланцеватых аргиллитов и алевролитов с конкрециями. Толща в целом сложена темно-серыми сланцеватыми аргиллитами, переслаивающимися с алевролитами, с прослоями (2–5 см) серых мелкозернистых песчаников, роль которых возрастает в северном направлении, в этом же направлении появляются линзы гравелитов и конгломератов. Мощность 150–300 м. В нижней части толщи встречены ядра ладинских двустворок, верхняя часть, вероятно, относится к низам карния.

### **Хетагчанская СФЗ (8.2)**

Плетукская толща ( $T_{2-3pl}$ ) согласно перекрывает алевролиты среднетриасовой элекчанской свиты. В основании аргиллиты переполнены мелкими глинисто-фосфатными конкрециями с ладинскими окаменелостями. Толща в целом сложена однообразными темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников и линзами пелитоморфных известняков. По всему разрезу встречаются мелкие сульфидно-глинистые и глинисто-фосфатные конкреции. Мощность 400–550 м. В породах толщи собраны остатки ладинских двустворок и аммоноидей, верхняя часть толщи по стратиграфическому положению скорее всего относится к низам карния.

### **Боханчинская СФЗ (8.3)**

Жаканская свита ( $T_{2-3žk}$ ), согласно залегающая на среднетриасовой анманнанджинской, сложена преобладающими в ее составе темно-серыми массивными и сланцеватыми аргиллитами, иногда алевритовыми, песчаными и известковыми. Отмечаются тонкие прослойки алевролитов и редкие пласты (0,1–0,4 м) мелкозернистых песчаников и глинистых известняков. В средней части разреза наблюдается ритмичное чередование серых песчаников и темно-серых аргиллитов. Мощность 1100 м. Многочисленны глинисто-карбонатные фосфатоносные конкреции с ядрами двустворок и аммоноидей, характеризующих ладинский ярус и нижнюю часть карния, зоны *Stolleyites tenuis* и *Protrachyceras omkutchanicum*.

### **Вилигинская СФО (9)**

#### **Тахтоям-Вилигинская СФЗ (9.1)**

Тизенская толща ( $T_{2-3tz}$ ) покрывает ранне-среднеанизийскую торскую толщу со стратиграфическим перерывом; в свою очередь согласно или с небольшим перерывом перекрывается коандинской толщей. Толща в нижней части (250–300 м) представлена темно-серыми неяснослоистыми глинистыми алевролитами, а в верхней — мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми песчаниками. Мощность 350–800 м. Возраст толщи определяется сборами ладинских и раннекарнийских окаменелостей.

#### **Ольнская СФЗ (9.2)**

Омутовская толща ( $T_{2-3om}$ ) согласно сменяет в разрезе подстилающую среднетриасовую маймачанскую, от которой отличается хорошо выраженной тонкой слоистостью пород. Это глинистые алевролиты с прослоями песчаных алевролитов и мелкозернистых песчаников, по всему разрезу толщи содержатся овальные алеврито-карбонатные конкреции. Мощность 200–250 м, уменьшается в восточном направлении. Остатки двустворок, брахиопод и аммоноидей указывают на ладинский и отчасти раннекарнийский возраст толщи.

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, КАРНИЙСКИЙ ЯРУС

### *Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)*

#### *Дебино-Сумунская СФЗ (7.3)*

Тихонинская толща ( $T_{2-3th}$ ) обнажается в бассейне р. Бохалча в сводах антиклиналей, основание толщи не вскрыто. Она состоит из переслаивающихся пластов и пачек серых линзовидно- и горизонтально-слоистых алевролитов и темно-серых массивных и слоистых аргиллитов и алевролитистых аргиллитов, отмечаются редкие прослои мелкозернистых известковистых песчаников. Мощность 1100–1200 м. Возраст толщи устанавливается на основании сборов в карбонатно-фосфатных конкрециях ядер анизийских цератитов и редких ладинских двустворок и стратиграфическому положению ниже верхнетриасовой асанской толщи, в основании которой содержатся окаменелости поздней части раннего карния.

#### *Балыгчанская СФЗ (8.1)*

##### *Оротуканский СР (8.1.1)*

Средниканская свита ( $T_{2-3sr}$ ) связана постепенным переходом с оленекской ларюковской свитой. Граница проводится по подошве пласта косослоистых песчаников. Местами возможны размывы, так как в основании свиты располагается пласт (около 1 м) редкогалечных конгломератов. С несогласием свита перекрывается разными подразделениями верхнего триаса. Сложена серыми косо-, волнистослоистыми, реже массивными мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями темно-серых сланцеватых аргиллитов. Повсеместно распространены мелкие глинисто-карбонатные конкреции. Мощность свиты изменяется от 150–300 до 800–900 м, увеличиваясь в восточном направлении. Редкие органические остатки в породах указывают на анизийский и ладинский возраст, верхняя часть свиты вероятно включает низы карния.

##### *Мякитский СР (8.1.3)*

Берентальская толща ( $T_{2-3br}$ ) в разрезе согласно сменяет оленекскую халарскую толщу. В составе толщи чередуются довольно мощные пачки светло-серых косо- и линзовиднослоистых алевролитов и темно-серых сланцеватых аргиллитов. Отмечается значительное колебание мощности пачек (от 80–100 до 300 м) с заметным погрубением материала пород при уменьшении мощности пачек. Мощность толщи колеблется в пределах 300–1000 м. Возраст толщи основывается на последовательных сборах по разрезу остатков анизийских, ладинских и раннекарнийских аммонидей.



## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнетриасовые отложения на большей части территории листа подразделяются на карнийские, карнийско-норийские и норийско-рэтские. Иногда выделяются отложения в объеме рэтского яруса, в единичных случаях (Гасканская СФЗ) показаны нерасчлененные верхнетриасовые отложения.

Карнийскому и ранне-средненорийскому времени соответствовала трансгрессия моря, сопровождавшаяся углублением морских акваторий. Фациальный состав осадков несколько изменился, они стали более тонкозернистыми, глинистыми, из биоценозов исчезли брахиоподы и бентосные двустворки, начался расцвет галобиид и сиренетид [13].

### Карнийский ярус

Собственно карнийские отложения выделяются только в геологическом разрезе к карте в северо-восточной части листа. На поверхности они обнажаются за рамкой территории в бассейне р. Джапкачан.

#### *Яно-Колымская СФО (8)*

##### *Хетагчанская СФЗ (8.2)*

Джапкачанская свита ( $T_3dz$ ) выделяется только на разрезе к геологической карте. Восточнее территории листа она согласно перекрывает средне-верхнетриасовую плетукскую свиту. Представлена алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с примесью пирокластического материала. Встречаются линзы известняков, известковистых песчаников, гравелитов, глинистые и сульфидно-глинистые конкреции. Мощность 500–700 м. На основании находок галобий возраст свиты определен как ранне-позднекарнийский.

### Карнийский–норийский ярусы

Отложения этого возрастного диапазона распространены наиболее широко, они закартированы в Иньяли-Дебинско-Сугойской, Яно-Колымской и Вилигинской областях. В Бургалийской СФЗ Приколымской СФО к этому возрастному диапазону относится среднемалобургалийская подтолща.

#### *Приколымская СФО (6)*

##### *Бургалийская СФЗ (6.1)*

Среднемалобургалийская подтолща ( $T_3mb_2$ ) обнажается на небольшой площади на левом борту долины р. Колыма, у северной границы территории. Подтолща согласно наплаивает разрез нижней

подтолщи, она представлена темно-серыми аргиллитами с редкими линзами и конкрециями глинистых известняков. Местами много мелких пиритовых конкреций. Мощность колеблется от 100 до 250 м. Многочисленные отпечатки двустворчатых моллюсков определяют позднекарнийско-средненорийский возраст подтолщи.

## *Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)*

### *Сугойская СФЗ (7.1)*

В различных частях зоны выделяются либо дианинская свита (на севере), либо чарканская толща (южнее).

Дианинская свита ( $T_3dn$ ) выходит на поверхность в бассейне р. Бургали в осевой части антиклинали, основание не вскрыто. Севернее территории листа она согласно залегает на средне-верхнетриасовой лариончиковской свите. Дианинская свита представлена черными сланцеватыми аргиллитами, переслаивающимися с подчиненными им горизонтально- и косослоистыми алевролитами, присутствуют редкие линзы и прослои (0,1–0,2 м) серых глинистых известняков. Видимая мощность свиты около 800 м. В уплощенных глинисто-карбонатных конкрециях собраны отпечатки позднекарнийских и ранне-средненорийских галобиид.

Чарканская толща ( $T_3\text{чп}$ ) обнажена на правом берегу р. Колыма в ядре антиклинали, нижняя часть разреза толщи не наблюдалась. Толща сложена преобладающими в ее составе темно-серыми сланцеватыми аргиллитами, ритмично переслаивающимися с косослоистыми алевролитами и серыми мелкозернистыми песчаниками. При послойном описании толщи В. А. Шишкиным (1961 г.) выделялись полные и неполные флишевые ритмы в зависимости от наличия или отсутствия в составе ритмов мелкозернистых песчаников. Переходы между элементами ритмов постепенные, контакты между ритмами резкие. Мощности элементов ритмов колеблются от 3–15 см до 1–1,5 м. Видимая мощность толщи 1350 м. На основании стратиграфического положения и редких находок галобий возраст толщи принимается карнийско-ранне-средненорийским (за исключением начала карния).

### *Дебино-Сумунская СФЗ (7.3)*

Асанская толща ( $T_3as$ ) согласно наращивает разрез подстилающей средне-верхнетриасовой тихонинской толщи, согласно или с размытом перекрывается бохапчинской свитой. Толща имеет весьма однообразный разрез, это темно-серые сланцеватые аргиллиты с тонкими (1–5 мм) прослойками серых алевролитов. Мощность колеблется в пределах 300–800 м, сокращаясь в северном направлении. Возраст определяется находками фоссилий двустворок и аммоноидей верхов нижнего карния и верхнего карния в нижней части разреза толщи и ранне-средненорийских двустворок в верхней части.

## Яно-Колымская СФО (8)

### Балыгычанская СФЗ (8.1)

#### Оротуканский СР (8.1.1)

Раздольнинская толща ( $T_3rz$ ) присутствует в восточной части Оротуканского СР в нижнем течении р. Буюнда. На подстилающей средне-верхнетриасовой средниканской свите залегает с азимутальным несогласием и стратиграфическим перерывом, с размывом перекрывается кюнγκуйской свитой, в западном направлении выклинивается и выпадает из разреза. Толща представлена темно-серыми аргиллитами и алевроитистыми аргиллитами с прослоями алевролитов и изредка мелкозернистых песчаников. Мощность толщи подвержена большим изменениям, максимальная 450 м. Окаменелости, определяющие возраст толщи, представлены позднекарнийскими и ранненорийскими галобиями.

#### Буюндинский СР (8.1.2)

Лакландинская толща ( $T_3lk$ ), согласно залегающая на ладинско-раннекарнийской мулканской толще, образована темно-серыми сланцеватыми аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и известковистых алевролитов. Мощность толщи 1150–1200 м. Многочисленны остатки двустворчатых моллюсков, реже встречаются брахиоподы и аммоноидеи, определяющие поздне-триасовый возраст толщи в диапазоне карнийского века и ранне-средненорийского времени, включая зону «*Protrachyceras omkutchanicum*» нижнего карния и зону *Otapiria ussuriensis* среднего нория.

#### Мякитский СР (8.1.3)

Хурчанская толща ( $T_3hr$ ), выделяющаяся в бассейне р. Мякит, согласно перекрывает средне-верхнетриасовую берентальскую. Представлена толща главным образом темно-серыми до черных сланцеватыми аргиллитами и серыми горизонтально- и линзовиднослоистыми алевролитами. Алевролиты сосредоточены в основном в средней части толщи. Встречаются прослойки мелкозернистых известковистых песчаников. Мощность 800–1000 м. Многочисленные остатки двустворок и более редких аммоноидей определяют возрастной диапазон толщи от поздней части раннего карния до среднего нория.

#### Келянский СР (8.1.4)

Кырчанская толща ( $T_3kr$ ) распространена в бассейнах рек Келян, Кырчан и Мандычан, она в основном постепенно сменяет нижележащую сокотокскую толщу, граница с которой проводится по подошве пачки сланцеватых аргиллитов и алевролитов с глинисто-кремнистыми конкрециями. На севере, в бассейне р. Кырчан в основании толщи

присутствуют линзы конгломератов и не исключается незначительный местный размыв. В составе толщи преобладают темно-серые слюдистые алевролиты, которые чередуются в том или ином соотношении с черными сланцеватыми аргиллитами и серыми мелкозернистыми песчаниками; присутствуют слои известковистых песчаников и крупные (диаметром до 1,5 м) караваеобразные стяжения глинисто-карбонатного состава. Мощность 1100–1400 м. Многочисленные остатки двустворок и аммоноидей свидетельствуют о возрасте толщи в диапазоне от середины раннего карния по средний норий.

### ***Хетагчанская СФЗ (8.2)***

Хурканская толща ( $T_3hk$ ) в северо-восточной части территории обнажается в ядрах антиклиналей без самой нижней части разреза, восточнее за пределами листа она согласно надстраивает разрез карнийской джапкочанской толщи. Хурканская толща сложена серыми тонкогоризонтально- и косослоистыми алевролитами и сланцеватыми аргиллитами, иногда фосфатоносными, образующими пачки мощностью 5–8 м. Довольно часто встречаются пласты (до 1–2 м) мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников, нередко известковистых, или песчаных известняков. Мощность 450–500 м. Породы толщи включают остатки двустворок, реже брахиопод и аммоноидей, характеризующие позднюю часть позднего карния, ранний и часть среднего нория.

### ***Боханчинская СФЗ (8.3)***

Сентябрьская свита ( $T_3sn$ ), согласно залегающая на ладинско-нижнекарнийской жаканской и согласно или с небольшим перерывом перекрываемаемая низкогорнинской толщей, сложена темно-серыми аргиллитами и алевритовыми аргиллитами с глинисто-карбонатными и фосфатными конкрециями. Вверх по разрезу выявляется повышение роли алевритовых и песчаных аргиллитов, что свидетельствует о постепенном укрупнении материала. Изредка встречаются линзы глинистых известняков и прослойки алевролитов. Мощность около 800 м. Аргиллиты и конкреции содержат многочисленные отпечатки двустворчатых моллюсков, брахиопод и ядра аммоноидей и наутилоидей. Органические остатки в нижней части толщи отвечают зоне *Neoprotrachyceras seimkanense* верхней части нижнего карния, а выше — последовательно верхнему карнию и нижнему норию до зоны *Otapiria ussuriensis* среднего нория включительно.

### ***Вилигинская СФО (9)***

#### ***Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)***

Коандинская толща ( $T_3kd$ ) согласно или с небольшим перерывом сменяет нижележащую средне-верхнетриасовую тизенскую толщу. Нижняя часть коандинской толщи (200–300 м) представлена темно-

серыми сланцеватыми аргиллитами и алевритистыми аргиллитами с прослоями алевролитов и конкрециями. Верхняя часть (350–450 м) образована серыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и темно-серыми алевритистыми аргиллитами. Встречены две линзы (до 10–15 м) грубообломочных литокластических туфов андезитов. Мощность 550–750 м. Возраст толщи обосновывается сборами остатков позднекарийских и ранне-средненорийских двустворок и аммоноидей.

### **Ольнская СФЗ (9.2)**

Изначальная свита ( $T_3in$ ) залегает согласно на подстилающей средне-верхнетриасовой омутовской толще, ее нижняя граница фиксируется по подошве пачки (200–250 м) существенно песчаникового состава. Свита сложена серыми слюдястыми алевролитами и песчаниками, преобладающими в нижней части разреза, аргиллитами и алевритистыми аргиллитами с конкрециями, доминирующими в верхней части разреза. Мощность 1000–1300 м. Довольно многочисленные остатки двустворчатых и головоногих моллюсков характеризуют карнийский ярус (кроме низов), нижний норий и зону *Otapiria ussuriensis* среднего нория.

### **Норийский–рэтский ярусы**

На поздний норий на большей части территории приходится начало трансгрессии моря и усиление движений тектонических блоков земной коры, приведшее к активизации андезитового вулканизма [13]. В терригенных (песчано-алевроитовых) осадках обычно присутствует вулканический материал, в разрезах отложений обычно туффиты преобладают над туфами и тефроидами. Покровы андезитов и андезибазальтов обнаруживаются только вблизи центров извержений. Верхненорийские отложения часто со стратиграфическим перерывом перекрывают подстилающие толщи. В рэтское время трансгрессия моря продолжалась, в связи с чем рэтские отложения обычно связаны с верхненорийскими непрерывным разрезом.

В пределах Тасканской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО норийско-рэтские отложения представлены сердитинской толщей, на Приколымье они известны только в Бургалийской зоне, где составляют верхнюю часть (подтолщу) малобургалийской толщи. Иньяли-Дебинско-Сугойская и Яно-Колымская СФО характеризуются повсеместным распространением верхненорийско-рэтских отложений, они закартированы также в пределах Вилигинской СФО.

### **Приколымская СФО (6)**

#### **Бургалийская СФЗ (6.1)**

Верхнемалобургалийская подтолща ( $T_3mb_3$ ) согласно надстраивает разрез нижележащей подтолщи, начинаясь пачкой моносотовых ракушечников. В ее составе преобладают темно-серые аргиллиты

и песчанистые аргиллиты, подчиненное значение имеют слои алевролитов, мелкозернистых песчаников, глинистых известняков и известняково-ракушечников с поздненорийскими монотисами. Мощность 200–300 м. Возраст подтолщи с учетом имеющихся органических остатков и согласного верхнего контакта с нижнеюрскими отложениями отвечает диапазону от среднего нория (зона *Eomonotis scutiformis*) по рэтский ярус.

### *Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)*

#### *Сугойская СФЗ (7.1)*

В разных частях зоны верхненорийско-рэтские отложения выделяются в мелкинскую или суксуканскую толщи.

Мелкинская толща ( $T_3mk$ ) обнажается в бассейне р. Бургали, она залегает на подстилающей дианинской свите, по-видимому, согласно. Толща представлена серыми и зеленовато-серыми тонкослоистыми алевролитами, переслаивающимися, иногда ритмично, с черными сланцеватыми аргиллитами и глинистыми известняками, содержатся прослои (0,1–0,2 м) мелкозернистых песчаников и туффитов. Мощность 900–1000 м. В породах толщи собраны остатки брахиопод и, главным образом, средне-поздненорийских двустворок. Учитывая согласное перекрытие толщи нижнеюрскими отложениями, стратиграфический объем ее определяется средним–верхним норием и рэтом.

Суксуканская толща ( $T_3sk$ ) распространена в междуречье Колыма–Балыгычан, в разрезе левого берега р. Колыма согласно с постепенным переходом перекрывает чарканскую. В составе толщи наблюдаются пачки ритмично переслаивающихся серых мелкозернистых кварцполевошпатовых песчаников, преобладающих в разрезе горизонтально-слоистых обычно известковистых алевролитов, и темно-серых сланцеватых аргиллитов с прослоями песчанистых известняков. Характерно присутствие линзовидных прослоев (0,1–0,3 м) известняков с фунтиковой текстурой. Мощность 800–1300 м. Собранные в толще остатки монотид и стратиграфическое положение определяют ее средне-поздненорийский и рэтский возраст.

#### *Дебино-Сумунская СФЗ (7.3)*

Бохапчинская свита ( $T_3bh$ ), распространенная на западе территории в бассейнах рек Нерега и Мякит, большей частью согласно залегает на подстилающих карнийско-норийских асанской или хурчанской толщах, но местами с размывом. В основании свиты иногда отмечаются туфоконгломераты, в гальке которых имеются остатки карнийских–средненорийских галобий и сиренитов. Свита состоит преимущественно из темно-серых сланцеватых аргиллитов, песчанистых аргиллитов и алевролитов. Отдельные слои (до 0,1–0,2 м) и линзы образованы ракушечниками, туфоаргиллитами, туфопесчаниками и туфами андезитов. На левобережье р. Мякит локально в разрезе отмечается концентрация туфов и

тефроидов. Мощность свиты варьирует в пределах 350–1000 м, возрастая в западном направлении. По находкам остатков монотид и редких аммоноидей возраст свиты определяется как средне-поздненорийско-рэтский, местами поздненорийско-рэтский.

### *Яно-Колымская СФО (8)*

#### *Балыгычанская СФЗ (8.1)*

##### *Оротуканский СР (8.1.1)*

К юн г к у й с к а я с в и т а ( $T_3kn$ ), иногда имеющая в подошве слой гравелитов, с небольшим перерывом залегает на позднекарнийско-ранненорийской раздольнинской толще или с более значительным стратиграфическим перерывом на средне-верхнетриасовой средниканской свите. Свита образована темно-серыми сланцеватыми аргиллитами и алевроитистыми аргиллитами с прослоями алевролитов. Мощность обычно 200–400 м, в восточной части Оротуканской подзоны выклинивается. В слое ракушечника в подошве свиты и по всему разрезу присутствуют отпечатки средне-поздненорийских монотисов.

О р о т у к а н с к а я с в и т а ( $T_3or$ ) в различных частях Оротуканского района залегает то согласно на породах юн г к у й с к о й с в и т ы, то с небольшим перерывом на раздольненской толще, то с существенным стратиграфическим перерывом на средне-верхнетриасовой среднеканской свите. В нижней части свиты (200–500 м) преобладают серые тефроиды и литокластические туфы андезитов псаммитовой, алевроитовой и псефитовой размерности, присутствуют слои и линзы туфопесчаников, туфоконгломератов, алевролитов и аргиллитов. Верхняя часть свиты (450–700 м) сложена алевролитами и сланцеватыми аргиллитами, часто с примесью пирокластического или кремнистого материала, с прослоями псаммитовых литокристаллокластических туфов андезитов, туффитов, тефроидов, туфопесчаников, известняков, ракушечников. Мощность колеблется от 650 до 1200 м, увеличиваясь в северном направлении; в этом же направлении отмечается возрастание в разрезе свиты роли сланцеватых аргиллитов и алевролитов. В гальках туфоконгломератов встречались отпечатки карнийско-средненорийских галобий, в подошве и почти по всему разрезу свиты в цементе пород и в пластах ракушечников распространены остатки раковин поздненорийских монотисов, характерны обломки скелетов мшанок и членики криноидей. Остатки аммоноидей и двустворок из верхней части свиты, по-видимому, характеризуют рэтский век. С учетом согласного перекрытия нижеюрскими отложениями определяется поздненорийско-рэтский возраст свиты.

##### *Буондинский СР (8.1.2)*

П р о м е т е й с к а я т о л щ а ( $T_3pr$ ) согласно залегает на лакландинской, ее нижняя граница фиксируется по появлению слоев и линз монотисовых ракушечников. На большей части площади района нижняя часть

толщи сложена серыми алевролитами, аргиллитами и в изменяющемся количестве туфоалевролитами, туфопесчаниками, гравелитами. В верхней части представлены переслаивающиеся сланцеватые аргиллиты и алевролиты, отмечаются линзы алевролитов и мелкозернистых песчаников. В северном направлении в разрезе толщи заметно повышается роль вулканогенных пород, на междуречье Прав. Эльген—Кырчан верхняя часть разреза толщи сложена туфопесчаниками и туфоаргиллитами с прослоями и линзами пепловых и псефитовых туфов среднего состава, встречены единичные покровы (10–15 м) андезитов. Мощность 750–800 м. Норийско-рэтский возраст толщи определяется присутствием в подошве средненорийских, а выше — поздне-норийских монотисов и стратиграфическому положению под нижеюрскими отложениями.

#### *Келянский СР (8.1.4)*

Останцовская толща ( $T_{3os}$ ) залегает согласно на карнийско-норийской кырчанской, представлена темно-серыми и зеленовато-серыми алевролитами с прослоями и линзами (0,1–0,5 м) гравелитов, туфопесчаников, известковистых песчаников, монотисовых известняков-ракушечников и сланцеватых аргиллитов. Мощность 350–400 м. Средненорийско-рэтский возраст толщи определяется по присутствию остатков средне- и поздне-норийских монотид и по положению в разрезе под согласно перекрывающимися нижеюрскими отложениями.

#### *Хетагчанская СФЗ (8.2)*

Сугойская толща ( $T_{3sg}$ ) характеризуется согласным соотношением с подстилающей хурканской, сложена серыми алевролитами и туфопесчаниками, темно-серыми сланцеватыми аргиллитами, кремнистыми туфоаргиллитами, туфоалевролитами, псаммитовыми туффитами с пластами туфов андезитов, туфогравелитов и глинистых известняков. Мощность 850–1000 м. В породах толщи содержатся остатки средне- и поздне-норийских двустворок и криноидей, для верхней части толщи по стратиграфической позиции предполагается рэтский возраст.

#### *Боханчинская СФЗ (8.3)*

Низкогорнинская свита ( $T_{3ng}$ ) залегает согласно или с наибольшим стратиграфическим перерывом, отвечающим зоне *Eomonotis scutiformis*, на карнийско-норийской сентябрьской свите. Состав свиты довольно пестрый, особенно в нижней части (250–300 м), где местами присутствует маломощный (3–5 см) слой мелкогалечного конгломерата с остатками средненорийских окаменелостей в гальке, выше располагаются переслаивающиеся зеленовато-серые тефроиды и туфы андезитов, туфопесчаники, темно-серые сланцеватые аргиллиты и линзы известняков. В верхней части (500–550 м) распространены серые плитчатые алевролиты с пластами алевритовых аргиллитов и мелкозернистых песчаников.



В северо-западном направлении в разрезе повышается роль песчаников, появляются слои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты 750–850 м. В основании свиты мощностью около 20 м содержатся раковины позднеюрских монотисов, выше распределены многочисленные остатки двустворок, членики криноидей и ядра триасовых амmonoидей широкого диапазона развития. Возраст свиты определяется как позднеюрско-рэтский.

### ***Вилигинская СФО (9)***

#### ***Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)***

Туандинская толща ( $T_{3td}$ ) залегает согласно или с небольшим стратиграфическим перерывом, приходящимся на зону *Otapiria ussuriensis*, на коандинской. Толща образована зеленовато- и голубовато-серыми от мелко- до грубообломочных литокластическими и кристалло-литокластическими туфами базальтов, андезибазальтов, андезитов и дациандезитов, вулканомиктовыми песчаниками, присутствуют слои глинистых туффитов и линзы ракушечников. Отмечены покровы (до 1–2 м) лав среднего состава. Мощность 160–280 м. В толще обнаружены остатки средне- и позднеюрских двустворок и мшанок, что и определяет ее средне-позднеюрский возраст.

#### ***Ольнская СФЗ (9.2)***

Мосичанская свита ( $T_{3ms}$ ) согласно перекрывает карнийско-норийскую инначскую. В основании располагается пачка (40–50 м) известняков-ракушечников, переслаивающихся со сланцеватыми аргиллитами, имеются прослои и линзы (до 0,2 м) мелкозернистых туфопесчаников и алевролитов. Основной объем свиты составляют темно-серые и зеленовато-серые туфоалевролиты, туфоаргиллиты и глинистые туффиты с прослоями туфов андезитов и глинистых известняков. Мощность 550–700 м. Многочисленные остатки двустворок определяют средне-позднеюрский возраст свиты в объеме зон *Eomonotis scutiformis* и *Monotis ochotica*.

### **Рэтский ярус**

Рэтские отложения обособлены только в пределах обеих зон Вилигинской СФО, здесь выделяются киванусская толща и анманьканская свита.

### ***Вилигинская СФО (9)***

#### ***Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)***

Киванусская толща ( $T_{3kv}$ ), согласно или с небольшим стратиграфическим перерывом залегающая на туандинской, сложена литокластическими и кристалло-литокластическими туфами базальтов и андезитов,

туффитами, туфопесчаниками, алевролитами с редкими покровами лав кислого и основного состава. Мощность 250–550 м. Окаменелости в толще представлены рэтскими двустворчатыми моллюсками.

### ***Ольнская СФЗ (9.2)***

Анманьканская свита ( $T_{3am}$ ) согласно надстраивает разрез мосичанской свиты, граница между ними проводится по появлению слоев грубообломочных туфов андезибазальтов и смене фаунистических комплексов. Свита образована глинистыми туффитами, туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфами и тефроидами андезитов, андезибазальтов, реже риолитов от пелитовых до грубообломочных с линзами туфогравелитов и глинистых известняков. Мощность 500–700 м. В породах свиты присутствуют многочисленные остатки моллюсков, а также брахиопод, гастропод и мшанок, датирующих рэтскую зону *Tosapekten efimovae*.

## **ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ, НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**

Нерасчлененные верхнетриасовые отложения в составе нерасчлененной сердитинской толщи выделены в пределах Тасканской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО. Таким же образом эти отложения выделены в легенде Яно-Индибирской серии листов ГКК-200 [134]. Для разделения на подтолщи, как это сделано в легенде Верхояно-Колымской серии, в настоящее время не имеется достаточных данных.

### ***Селеннях-Омулевская СФО (5)***

#### ***Тасканская СФЗ (5.1)***

Сердитинская толща ( $T_{3sr}$ ) фрагментарно вскрывается в северо-западной части территории листа, слагая ядерные части антиклинальных структур. На подстилающей среднетриасовой незнайкинской толще залегает, по-видимому, согласно и без видимого несогласия перекрывается нижнеюрскими отложениями.

Разрез толщи изучен недостаточно, в нижней части (130–200 м) преобладают темно-серые сланцеватые аргиллиты и песчанистые аргиллиты с прослоями алевролитов и отдельными пластами (0,6 м) мелкозернистых кварц-полевощпатовых известковистых песчаников, присутствуют конкреции карбонатного и известково-глинистого состава. Верхняя часть (до 300 м) образована серыми массивными и слоистыми алевролитами и темно-серыми сланцеватым аргиллитами с прослоями (0,1–0,3 м) известковистых песчаников и массивных известняков, с линзами монотисовых ракушечников. Мощность толщи около 400–500 м. Позднетриасовый возраст основывается на присутствии в породах толщи остатков карнийских и норийских двустворок, а также на стратиграфическом положении между среднетриасовыми и нижнеюрскими отложениями.

В бассейне р. Таскан верхняя часть отложений заметно отличаются по составу и мощности, ее следовало бы выделить в самостоятельную толщу. Верхняя часть, относящаяся к норийскому ярусу, по данным Г. М. Сосунова [91], представлена чередующимися глинистыми сланцами и алевролитами, туфопесчаниками и туффитами мощностью 650 м. По материалам В. Н. Егорова [142], эта часть разреза на левобережье р. Лыглыхтах сложена переслаивающимися туфоаргиллитами и туфоалевролитами с прослоями туффитов, туфопесчаников и известняков мощностью 680 м и выделена в нижнекурсантскую подтолщу. Выше залегает верхнекурсантская подтолща, которая скорее всего должна быть отнесена к нижней юре.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрский период представляет подэтап позднепалеозойско-мезозойского этапа развития территории, он рассматривается как переломный в преддверии создания современной структуры [78]. Хотя ниже-среднеюрские отложения сформированы совместно с норийско-рэтскими, в юрское время отмечается существенное перераспределение палеогеографических обстановок. В начале подэтапа в результате продолжающейся трансгрессии доминирующее положение заняли обстановки глубоководного шельфа, произошли и региональные перестройки экосистемы, на этом рубеже произошла полная смена аммоноидей, исчез ряд родов двустворчатых моллюсков. В дальнейшем происходит расширение спектра обстановок, палеосообщества бентоса усложняются и дифференцируются.

Юрские отложения, представленные всеми тремя отделами системы, сконцентрированы в северной и южной частях территории листа, слагая синклинальные структуры, на значительных участках в центральной части юрское осадконакопление, вероятно, прерывалось. По характеру строения с учетом мощности и литологического состава отложений производится структурно-формационное деление территории на области, зоны и подзоны. Посвитное расчленение отложений основывается на результатах работ Ю. М. Бычкова, В. П. Кинасова, Л. В. Миловой, К. В. Паракецова, И. В. Полуботко, Ю. С. Репина, большей частью обобщенных Ю. С. Репиным и И. В. Полуботко [78].

## НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижеюрские отложения известны практически повсеместно, кроме полосы приподнятых блоков в центральной части и участков на севере территории листа. Выделяются как расчлененные до яруса, так и нерасчлененные отложения. Подразделения геттангского и синемюрского ярусов выделяются в Мякитском СР Балыгычанской СФЗ и в Бохапчинской СФЗ Яно-Колымской СФО. В Яно-Колымской области нижеюрские отложения представлены преимущественно слоистыми тонкотерригенными породами, иногда ритмичного чередования. Отложения Вилигинской

ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОДЯРУС	ГОРИЗОНТ	Уяндино-Ясачненская СФО (1)		Прикольмская СФО (6)	Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)				
				Дарпирская СФЗ (1.1)	Илингатская СФЗ (1.2)		Сугойская СФЗ (7.1)	Нерско-Берелехская СФЗ (7.2)			
ВЕРХНИЙ	Титонский	Верхний	Эльчанский	Дарпирская СФЗ (1.1)	Илингатская СФЗ (1.2)	Бургайльская СФЗ (6.1)	Левобережье р. Балыгычан	Нерско-Берелехская СФЗ (7.2)	Дебино-Сумунская СФЗ (7.3)		
		Средний					Малиновская свита ( $J_2^{ml}$ ) Аргиллиты, 250–290 м	?	Сугойская СФЗ (7.1)	Пеньковская свита ( $J_3^{pk}$ ) Аргиллиты, туфопесчаники, лавы и туфы 200–450 м	
		Нижний					Сударская свита ( $J_3^{sd}$ ) Песчаники, 80–120 м				
	Кимеридж	Верхний	Вукаамский	Верхняя свита ( $J_3^{vr}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы и лавы среднего состава 540–730 м	Верхнеилингатская подсвита (не обозначена)	?	Сугойская СФЗ (7.1)	Кучуканская свита ( $J_2^{kc}$ ) Аргиллиты, алевролиты, песчаники 150–200 м	Дебинская свита ( $J_2^{db}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты 1700–1900 м		
		Нижний								Лылыхтахская свита ( $J_3^{lg}$ ) Алевролиты, 700–800 м	Среднеилингатская подсвита ( $J_2^{il}$ ) Лавы и туфы среднего и кислого состава 500–1000 м
	Оксфорд	Верхний	Неканский	Тасканская свита ( $J_2^{ts}$ ) Алевролиты, аргиллиты, песчаники, прослой конгломератов 200–1000 м	Нижнеилингатская подсвита ( $J_{2-3}^{il}$ ) Конгломераты, песчаники 700–750 м	?	Сугойская СФЗ (7.1)	Октябрьская свита ( $J_2^{ok}$ ) Песчаники, прослой алевролитов, аргиллиты, гравелиты 700 м	Моржовская свита ( $J_2^{mr}$ ) Алевролиты, аргиллиты 100 м		
		Средний								Верхняя свита ( $J_3^{vr}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы и лавы среднего состава 540–730 м	
	СРЕДНИЙ	Келловей	Верхний	Москаль-ский	Тасканская свита ( $J_2^{ts}$ ) Алевролиты, аргиллиты, песчаники, прослой конгломератов 200–1000 м	Нижнеилингатская подсвита ( $J_{2-3}^{il}$ ) Конгломераты, песчаники 700–750 м	?	Неместинская свита ( $J_2^{ni}$ ) Песчаники, прослой алевролитов 700 м	Дебинская свита ( $J_2^{db}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты 1700–1900 м		
			Средний							Верхняя свита ( $J_3^{vr}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы и лавы среднего состава 540–730 м	
		Бат	Верхний	Татын	Тасканская свита ( $J_2^{ts}$ ) Алевролиты, аргиллиты, песчаники, прослой конгломератов 200–1000 м	Нижнеилингатская подсвита ( $J_{2-3}^{il}$ ) Конгломераты, песчаники 700–750 м	?	Сугойская СФЗ (7.1)	Октябрьская свита ( $J_2^{ok}$ ) Песчаники, прослой алевролитов, аргиллиты, гравелиты 700 м	Моржовская свита ( $J_2^{mr}$ ) Алевролиты, аргиллиты 100 м	
Средний			Верхняя свита ( $J_3^{vr}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы и лавы среднего состава 540–730 м								
НИЖНИЙ	Байос	Верхний	Татын	Тасканская свита ( $J_2^{ts}$ ) Алевролиты, аргиллиты, песчаники, прослой конгломератов 200–1000 м	Нижнеилингатская подсвита ( $J_{2-3}^{il}$ ) Конгломераты, песчаники 700–750 м	?	Неместинская свита ( $J_2^{ni}$ ) Песчаники, прослой алевролитов 700 м	Дебинская свита ( $J_2^{db}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты 1700–1900 м			
		Нижний							Верхняя свита ( $J_3^{vr}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы и лавы среднего состава 540–730 м		
	Аален	Верхний	Меренг	Тасканская свита ( $J_2^{ts}$ ) Алевролиты, аргиллиты, песчаники, прослой конгломератов 200–1000 м	Нижнеилингатская подсвита ( $J_{2-3}^{il}$ ) Конгломераты, песчаники 700–750 м	?	Сугойская СФЗ (7.1)	Октябрьская свита ( $J_2^{ok}$ ) Песчаники, прослой алевролитов, аргиллиты, гравелиты 700 м	Моржовская свита ( $J_2^{mr}$ ) Алевролиты, аргиллиты 100 м		
		Нижний								Верхняя свита ( $J_3^{vr}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы и лавы среднего состава 540–730 м	
	Тоар	Плинсбах	Верхний	Лячанский	Тасканская свита ( $J_2^{ts}$ ) Алевролиты, аргиллиты, песчаники, прослой конгломератов 200–1000 м	Нижнеилингатская подсвита ( $J_{2-3}^{il}$ ) Конгломераты, песчаники 700–750 м	?	Неместинская свита ( $J_2^{ni}$ ) Песчаники, прослой алевролитов 700 м	Дебинская свита ( $J_2^{db}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты 1700–1900 м		
			Нижний							Верхняя свита ( $J_3^{vr}$ ) Песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфы и лавы среднего состава 540–730 м	
Верхний		Устьезнайнинская толща ( $J_1^{un}$ ) Аргиллиты и алевролиты, прослой известняков и известковистых песчаников 200–220 м	Краснохолмская толща ( $J_1^{ks}$ ) Алевролиты, прослой известняков 550–700 м							Маратская толща ( $J_{1-2}^{mt}$ ) Алевролиты, аргиллиты, прослой известняков 1300–1600 м	Бюченнахская свита ( $J_{1-2}^{bc}$ ) Аргиллиты, алевролиты, прослой песчаников 600–800 м
Нижний											
Синемюр	Верхний	Геттанг	Устьезнайнинская толща ( $J_1^{un}$ ) Аргиллиты и алевролиты, прослой известняков 200–220 м	Краснохолмская толща ( $J_1^{ks}$ ) Алевролиты, прослой известняков 550–700 м	Маратская толща ( $J_{1-2}^{mt}$ ) Алевролиты, аргиллиты, прослой известняков 1300–1600 м	Бюченнахская свита ( $J_{1-2}^{bc}$ ) Аргиллиты, алевролиты, прослой песчаников 600–800 м	Увальнинская толща ( $J_{1-2}^{uv}$ ) Алевролиты, аргиллиты, прослой песчаников 600–800 м				
Нижний	Устьезнайнинская толща ( $J_1^{un}$ ) Аргиллиты и алевролиты, прослой известняков 200–220 м										

Рис. 5. Схема корреляции юрских отложений северной половины территории листа.

СФО характеризуются значительной примесью вулканогенного материала в виде слоев и пакетов переслаивания туфов, туффитов, тефроидов, редких линзовидных покровов андезитов и базальтов [78].

Нижняя часть нижнеюрских отложений с выделением свит в объеме геттангского и синемюрского ярусов расчленена только в юго-восточной части территории, в Балыгычанской и Тахтоямю-Вилигинской СФЗ. В северной части свиты занимают объем в несколько ярусов (рис. 5).

### **Геттангский ярус**

#### ***Яно - Колымская СФО (8)***

#### ***Балыгычанская СФЗ (8.1)***

#### ***Мякитский СР (8.1.3)***

Калтахская свита ( $J_1kt$ ) на подстилающей верхнетриасовой бохапчинской свите залегает согласно. Она образована темно-серыми сланцеватыми аргиллитами и слоистыми алевролитами с прослоями серых мелкозернистых существенно кварцевых песчаников и линзами известковистых аргиллитов. Мощность свиты 200–500 м. В породах присутствуют карбонатно-глинистые конкреции с остатками раннелайасовых двустворок, морских лилий и аммоноидей, что с учетом стратиграфического положения определяет соответствие свиты геттангскому ярусу.

#### ***Бохапчинская СФЗ (8.3)***

Пенальтинская свита ( $J_1pn$ ) согласно располагается на подстилающих верхнетриасовых отложениях (низкогорнинской свите). Разрез сложен серыми кварц-полевошпатовыми и глинистыми алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников и редкими известково-глинистыми конкрециями. Местами в составе свиты отмечены прослой и линзы туфопесчаников, туфоалевролитов и туфов андезитов. Мощность изменяется в пределах 220–580 м. В породах свиты содержатся остатки двустворок и аммоноидей, свидетельствующие о ее геттанг-раннесинемюрском возрасте.

### **Синемюрский ярус**

#### ***Яно - Колымская СФО (8)***

#### ***Балыгычанская СФЗ (8.1)***

#### ***Мякитский СР (8.1.3)***

Мякитская свита ( $J_1mk$ ) залегает на калтахской без видимого перерыва, нижняя граница ее проводится по появлению в разрезе пачки или частей прослоев песчаников. Свита представлена серыми и светло-серыми разнозернистыми (от грубо- до мелко-), преимущественно мелкозернистыми кварцевыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями

алевролитов и аргиллитов, встречаются мелкие глинистые конкреции. Мощность 150–250 м. Собранные в породах остатки двустворок указывают на ранне-среднелайасовый возраст, что, вместе с положением свиты в непрерывном разрезе, определяет ее соответствие большей части синемюрского яруса.

### ***Боханчинская СФЗ (8.3)***

Ходурская свита ( $J_{1hd}$ ) согласно залегает на подстилающей пенальтинской свите, образована пачками ритмично переслаивающихся аргиллитов, песчаников, песчаных алевролитов. Местами в нижней и средней частях разреза заметно возрастает роль песчаников, появляются прослой и линзы туфопесчаников, туфов андезитов. Мощность 220–470 м. Собранные из пород свиты остатки двустворок свидетельствуют о ее позднесинемюрском возрасте.

## **Геттангский и синемюрский ярусы**

На некоторых участках территории листа выделяются отложения в объеме геттангского и синемюрского ярусов вместе: это нетченская свита в Дебино-Сумунской СФЗ, а также устькивалгинская свита в южной части территории и примерно такого же диапазона кирескенская свита в Вилигинской СФО (рис. 4).

### ***Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)***

#### ***Дебино-Сумунская СФЗ (7.3)***

Нетченская свита ( $J_{1nt}$ ) на верхнетриасовой оротуканской свите залегает согласно, ее нижняя граница проводится по исчезновению в разрезе слоев обломочных вулканогенных пород. Свита представлена темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с прослоями или пачками горизонтально- и линзовиднослоистых алевролитов; по всему разрезу присутствуют прослой (0,1–0,2 м) мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников. Мощность свиты в стратотипе 540 м, а общие колебания мощности устанавливаются в пределах 200–600 м. Возраст свиты в диапазоне геттангского и большей части синемюрского веков определяется ее стратиграфическим положением в разрезе юрских отложений и сборами остатков раннелайасовых двустворок и аммоноидей.

### ***Яно-Колымская СФО (8)***

#### ***Балыгычанская СФЗ (8.1)***

##### ***Келянский СР (8.1.4)***

Устькивалгинская свита ( $J_{1uk}$ ) обнажена на небольших участках района, согласно залегает на породах верхнетриасовой останцовской толщи. Сложена аргиллитами и алевролитами, в верхах появляются туфы

андезитов и дацитов, туффиты и туфопесчаники. Мощность около 300 м. Возраст принят геттанг-синемюрским.

### ***Вилигинская СФО (9)***

#### ***Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)***

Устькивалгинская свита ( $J_{1uk}$ ) согласно залегает на породах киванусской толщи рэтского возраста. В нижней части (100–350 м) свита сложена темно-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с редкими прослоями алевролитов и песчаников; выше по разрезу преобладающие в ее составе алевролиты и глинистые алевролиты чередуются с пачками (2–10 м) переслаивающихся туфов андезитов и дацитов, туффитов и туфопесчаников. Мощность изменяется от 200 до 450 м. Породы свиты заключают окаменелые остатки двустворок геттанского (в нижней части) и синемюрского (выше по разрезу) возраста, по объему свита, по-видимому, соответствует геттангскому и синемюрскому ярусам.

#### ***Ольнская СФЗ (9.2)***

Кирескенская свита ( $J_{1kr}$ ) на подстилающей верхнетриасовой анманныканской свите располагается с согласным соотношением, образована темно-серыми аргиллитами, алевролитами, песчанистыми и глинистыми алевролитами, туфами андезитов и дацитов, туффитами, туфо-алевролитами и тефроидами. В верхней половине разреза свиты выделяются пачки (30–50 м) ритмичного чередования аргиллитов, песчанистых алевролитов, туффитов и туфов андезитов и дацитов. Мощность свиты 1000–1100 м. Сборы многочисленных остатков двустворок определяют возраст свиты в диапазоне геттангского, синемюрского веков и ранней части плинсбахского века.

### **Плинсбахский ярус**

Плинсбахские отложения закартированы в южной части территории листа, они известны в пределах Балыгычанской и Бохапчинской СФЗ Яно-Колымской СФО (таборнинская свита) и в Вилигинской области (таборнинская, урукунская свиты).

### ***Яно-Колымская СФО (8)***

#### ***Балыгычанская, Бохапчинская СФЗ (8.1, 8.3)***

##### ***Келянский СР (8.1.4)***

Таборнинская свита ( $J_{1tb}$ ) распространена не только в данном районе, но и в Бохапчинской и Тахтоямо-Вилигинской СФЗ. На подстилающих усть-кивалгинской или ходурской свитах залегает согласно, иногда с размывом, нижняя граница проводится по подошве неравномернoзернистых известковистых песчаников, иногда с линзами гравелитов.

В разрезе явно преобладают серые разнозернистые полимиктовые песчаники, меньше распространены песчанистые алевролиты, иногда встречаются линзы и прослои туфопесчаников. Мощность свиты варьирует в пределах 300–700 м. По всему разрезу встречаются остатки двустворок, датирующих позднеплинсбахский возраст свиты.

### ***Бохапчинская СФЗ (8.3)***

Таборнинская свита ( $J_{1tb}$ ) распространяется с территории Балыгычанской СФЗ (8.1). Состав аналогичен. Перекрывает ходурскую свиту синемюра.

### ***Вилигинская СФО (9)***

#### ***Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)***

Таборнинская свита ( $J_{1tb}$ ) распространяется с территории Яно-Колымской СФО (8). Состав и соотношения с подстилающими отложениями аналогичны.

### ***Ольнская СФЗ (9.2)***

Уруткунская свита ( $J_{1ur}$ ) согласно перекрывает породы киренской свиты, образована серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и песчанистыми алевролитами, темно-серыми аргиллитами. Разрез свиты имеет трехчленное строение, в нижней части преобладают песчаники, в средней переслаиваются алевролиты и аргиллиты, а в верхней сконцентрированы песчанистые алевролиты с многочисленными известковистыми конкрециями. По всему разрезу встречаются маломощные прослои туфов кислого состава и тефрогенных песчаников, линзы глинистых и алевролитистых известняков. Мощность 300–330 м. Собранные многочисленные остатки двустворок датируют возраст свиты поздним плинсбахом.

### **Тоарский ярус**

Тоарские отложения выделяются также в южной части территории листа: это дальминская толща в Бохапчинской зоне Яно-Колымской СФО, а также колумбийская свита и устьячанская толща в Ольнской зоне Вилигинской СФО.

### ***Яно-Колымская СФО (8)***

#### ***Бохапчинская СФЗ (8.3)***

Дальминская толща ( $J_{1dl}$ ) с небольшим стратиграфическим перерывом перекрывает плинсбахскую таборнинскую свиту, сложена серыми песчанистыми и глинистыми, часто туфогенными, алевролитами,



песчано-глинистыми туффитами с глинисто-известковистыми конкрециями. Мощность 400–450 м. Собранные по разрезу толщи остатки двустворок и аммоноидей определяют ее тоарский возраст.

### ***Вилигинская СФО (9)***

#### ***Ольнская СФЗ (9.2)***

Колумбийская свита и устьячанская толща объединенные ( $J_1kb + uja$ ) распространены в бассейне р. Вилига и в верховьях р. Балыгычан.

Колумбийская свита с размывом и стратиграфическим несогласием ложится на породы плинсбахской уруткунской свиты, в основании обычно залегает слой (0,1–0,2 м) разнозернистых вулканомиктовых песчаников. Разрез сложен темно-серыми, иногда буровато-зелеными сильно ожелезненными аргиллитами. Мощность свиты в стратотипе около 300 м и уменьшается в бассейне р. Вилига до 50–80 м, где ее разрез сильно редуцирован. В породах содержатся остатки ранне- и позднеоарских двустворок и аммоноидей.

Устьячанская толща без видимого несогласия залегает на колумбийской свите, распространена локально. Представлена измененными кластолавами базальтов с прослоями грубообломочных туфов базальтов. Мощность толщи в береговых обрывах р. Вилига 200–250 м, в северном направлении быстро выклинивается и, вероятно, выпадает из разреза. Возраст толщи принимается позднеоарским, так как она согласно перекрывается достоверно раннеааленскими алевролитами вышележащей ячанской свиты.

## **НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ**

Нерасчлененные нижнеюрские отложения закартированы в северной части территории листа, в пределах Тасканской зоны Селеннях-Омулевской СФО (устьнезнайкинская толща) и в Сугойской зоне Иньяли-Дебинско-Сугойской СФО (краснохолмская свита).

### ***Селеннях-Омулевская СФО (5)***

#### ***Тасканская СФЗ (5.1)***

Устьнезнайкинская толща ( $J_{1un}$ ) связана непрерывным разрезом с верхнетриасовой сердитинской толщей, несогласно перекрыта среднеюрской тасканской свитой. Толща представлена темно-серыми аргиллитами и алевролитами с прослоями глинистых известняков и известковистых песчаников. Мощность 200–220 м. В нижней части толщи собраны остатки геттангских и синемюрских двустворок и аммонитов; предполагается, что верхняя часть толщи имеет более молодой (плинсбахский и, возможно, тоарский) возраст.

## ***Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)***

### ***Сугойская СФЗ (7.1)***

Краснохолмская толща ( $J_1ks$ ) выделяется в северной части зоны, на подстилающей верхнетриасовой мелкинской толще залегает согласно. Краснохолмская толща представлена тонко и ритмично чередующимися темно-серыми слоистыми алевролитами и массивными аргиллитами, местами появляются прослои (до 0,15 м) горизонтально- и косослоистых мелкозернистых песчаников, линзы пелитоморфных известняков. Мощность 550–700 м. Раннеюрский возраст толщи основывается на стратиграфической позиции и на находках остатков раннеюрских двустворок и аммонитов.

### **НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ**

Отложения, охватывающие части нижнего и среднего отделов, распространены в северной и западной частях территории листа, в качестве подразделений широкого возрастного диапазона они закартированы в Сугойской (маратская толща), Нерско-Берелехской (бюченнахская свита) и Дебино-Сумунской (увальнинская толща) зонах Иньяли-Дебинско-Сугойской СФО.

## ***Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)***

### ***Сугойская СФЗ (7.1)***

Маратская толща ( $J_{1-2}mt$ ) распространена в южной части зоны, на подстилающей верхнетриасовой суксуканской толще залегает с размывом, местами в подошве толщи наблюдался слой гравелитов. Толща сложена ритмично переслаивающимися алевролитами и аргиллитами, образующими слои 0,1–0,3 м, присутствуют слои и линзы (0,1–0,6 м) известняков. Мощность 800–1300 м. В нижней трети разреза встречен слой (0,2 м) конгломератов, содержащих гальку аргиллитов с остатками карнийских галобий, в цементе конгломератов встречены обломки ростров белемнитов, фрагменты стеблей криноидей и призматического слоя раковин ретроцерамов, что в совокупности с находками раннеюрских окаменелостей в низах толщи и стратиграфической позицией указывает на ранне-среднеюрский, включая ранний аален, возраст отложений\*.

### ***Нерско-Берелехская СФЗ (7.2)***

Бюченнахская свита ( $J_{1-2}bc$ ), по-видимому, согласно перекрывает породы верхнетриасовой оротуканской свиты, представлена переслаивающимися, иногда ритмично, темно-серыми аргиллитами и

---

\*В материалах стратиграфических совещаний 1975 г. и 2002 г. маратская толща рассматривается в объеме аалена, ее нижняя часть выделяется в геттанг-синемюрскую ивановскую свиту, а в интервале, включающем плинсбах и тоар, указывается перерыв. (*Прим. ред.*)

алевролитами с прослоями песчаников, туфопесчаников и туффитов. В верхней части мелкозернистые песчаники получают большее значение, они составляют самостоятельные пачки или пачки чередования с алевролитами и аргиллитами. Мощность свиты 1300–1600 м. Ранне-среднеюрский возраст свиты обосновывается сборами остатков геттанг-плинсабахских криноидей, двустворок и аммонитов, а также тоар-ааленских белемнитов в верхах разреза.

### *Дебино-Сумунская СФЗ (7.3)*

Увальнинская толща ( $J_{1-2uv}$ ) согласно сменяет в разрезе ранне-лейасовую нетченскую свиту, она образована переслаивающимися серыми алевролитами, иногда песчанистыми, и темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с прослоями разнозернистых известковистых и тефроидных песчаников, роль которых в южном направлении снижается. Мощность 600–800 м. В породах толщи собраны остатки лейасовых двустворок и аммоноидей, а в верхней части наблюдались пустоты от ростров белемнитов, что с учетом стратиграфического положения позволяет определять возраст толщи в диапазоне от позднего синемюра до раннего аалена.

## **СРЕДНИЙ ОТДЕЛ**

Среднеюрские отложения распространены практически там же, что и нижнеюрские, отсутствуют только в центральной части территории; выделяются как расчлененные до ярусов, так и нерасчлененные отложения. Отложения в большинстве своем представлены переслаивающимися алевролитами, песчаниками и аргиллитами; наиболее грубозернистой (песчаниковой) частью разреза является байосская, отмечаются «плавающие» гальки, иногда примесь туфогенного материала [78].

### **Ааленский и байосский ярусы**

Аален-байосские отложения выделяются в Бургалийской зоне Приколымской СФО (орлончинская свита), в Сугойской зоне (пунгалийская, мэмэченская свиты), в Нерско-Берелехской и Дебино-Сумунской зонах (моржовская свита, анманнычанская толща) Иньяли-Дебинско-Сугойской СФО, в Бохапчинской зоне (татынгычанская свита) Яно-Колымской СФО и в Олыньской зоне (ясчанская свита) Вилигинской СФО.

### *Приколымская СФО (6)*

#### *Бургалийская СФЗ (6.1)*

Орлончинская свита ( $J_{2or}$ ) на востоке Приколымского поднятия с размывом и перерывом различной продолжительности перекрывает разновозрастные (от каменноугольных до нижнеюрских) отложения.

На поверхность она выходит на небольшом участке левобережья р. Колыма у северной границы листа, где с несогласием перекрывает породы пермской большебургалийской толщи. В подошве располагается слой (до 15 м) базальных конгломератов, в гальке которых отмечаются различные породы, в том числе рифейские кварциты и вендские красноцветные песчаники. Свиту в целом слагают серые мелкозернистые вулканомиктовые песчаники, темно-серые аргиллиты и алевролиты, образующие существенно однородные пачки мощностью 30–50 м. Повсеместно отмечаются прослой (0,5–6 м) гравелитов и конгломератов. Мощность свиты колеблется в пределах 450–600 м, возрастая в восточном направлении. На основании стратиграфического положения и остатков белемнитов и ретроцерамов возраст свиты ограничивается ааленом и байосом.

### *Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)*

#### *Сугойская СФЗ (7.1)*

Пунгалийская свита ( $J_2pg$ ) выделяется на левобережье нижнего течения р. Балыгычан, на подстилающей краснохолмской толще залегает согласно, нижняя граница проводится в основании пачки существенно песчаникового состава. Свита образована переслаивающимися серыми тонко-мелкозернистыми песчаниками (слои 0,1–0,6 м) и темно-серыми массивными и неяснослоистыми алевролитами (слои до 0,5 м). Местами, в основном в нижней части свиты, присутствуют прослой и линзы (до 0,4 м) гравелитов и известняков. Мощность около 900 м. Породы содержат многочисленные остатки ааленских и байосских ретроцерамид, определяющих соответствующий возраст свиты.

Мэмэченская свита ( $J_2mt$ ) распространена в бассейне среднего течения р. Балыгычан, на подстилающей маратской толще залегает без видимого несогласия, но местами в основании свиты встречаются слои (0,1–0,3 м) среднезернистых песчаников и туффитов, содержащих гальку алевролитов с остатками норийских монотисов. Свита сложена серыми алевролитами, чередующимися с темно-серыми аргиллитами, редкими слоями мелкозернистых песчаников. Для алевролитов характерны косая слоистость и мелкие пиритовые конкреции, для аргиллитов — фукоиды. Мощность свиты 600–1100 м. В породах содержатся остатки среднеюрских двустворок и белемнитов; с учетом стратиграфического положения принимается позднеааленский–байосский (включая ранний бат) возраст свиты.

#### *Нерско-Берелехская СФЗ (7.2)*

Моржовская свита ( $J_2mr$ ) залегает на нижележащей бюченнахской свите согласно, нижняя граница проводится по подошве прослоя (0,2 м) туфогравелита, переходящего по простиранию в туфопесчаник с отдельными гальками аргиллитов, песчаников, известняков и эффузивов среднего состава. Свита представлена тонким, иногда ритмичным

переслаиванием темно-серых алевролитов и аргиллитов, песчанистых алевролитов, в меньшей степени — серых мелкозернистых песчаников. Мощность до 1000 м. Найденные в породах свиты остатки двустворчатых моллюсков и белемнитов свидетельствуют об ааленском (без его ранней части) и раннебайосском возрасте.

### ***Яно-Колымская СФО (8)***

#### ***Боханчинская СФЗ (8.3)***

Татынгычанская свита ( $J_2tt$ ) обычно согласно, но местами, вероятно, с размывом перекрывает тоарскую дальминскую толщу, в основании отмечается пачка переслаивающихся гравелитов, конгломератов, разнозернистых песчаников и темно-серых алевролитов. В разрезе преобладают серые, розовато- и зеленовато-серые разнозернистые (от мелко- до грубозернистых) лититовые и кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями темно-серых алевролитов и аргиллитов, присутствуют прослой и линзы гравелитов. В некоторых разрезах отмечается примесь туфогенного материала. Мощность свиты 700–900 м с тенденцией возрастания в юго-восточном направлении. Многочисленные остатки двустворчатых моллюсков определяют аален-байосский возраст отложений.

### ***Вилигинская СФО (9)***

#### ***Ольнская СФЗ (9.2)***

Ясчанская свита ( $J_2jas$ ) на подстилающих вулканитах тоарской устьясчанской толщи залегает согласно, в основании располагается пачка (10–20 м) пепловых туфов дацитов, тонко переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами, в которых имеются остатки раннеааленской фауны. Нижняя часть свиты (около 100 м) сложена в основном алевролитами с прослоями аргиллитов и туфов дацитов, верхняя часть (около 300 м) представлена полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами тефроидных и вулканомиктовых песчаников, пепловых туфов дацитов, иногда пренитизированных туфов среднего состава, линзами и стяжениями глинистых известняков. Мощность свиты 400–450 м. Сборы многочисленных остатков двустворок, белемнитов и аммонитов обосновывают соответствие свиты ясчанскому региональному биостратиграфическому горизонту (ааленский ярус и нижняя часть байосского яруса).

### **Батский и келловейский ярусы**

Бат-келловейскими являются рассветинская толща (Приколымская СФО), неуместинская и октябринская свиты (Сеймчанская СФЗ), а также москальская свита на юго-востоке Балыгычанской зоны Яно-Колымской СФО.

## ***Приколымская СФО (6)***

### ***Бургалийская СФЗ (6.1)***

Рассветинская толща ( $J_2rs$ ), вскрывающаяся на левобережье р. Колыма у северной границы территории, на подстилающей ааленбайосской орлончинской свите и разновозрастных (до среднепалеозойских) отложениях располагается с размывом и базальным горизонтом (80–150 м) конгломератов и конглобрекчий в основании. Севернее территории листа толща несогласно перекрывается нижнемеловыми отложениями. В базальном горизонте представлены обломки, гальки и валуны (от 8–10 до 30 см) алевролитов, глинисто-карбонатных стяжений, кварцито-песчаников, известняков с фауной палеозойского и триасового возраста, гравелитовый и песчаный заполнитель содержит остатки среднеюрских двустворок и белемнитов. Основная часть толщи образована серыми разнозернистыми (преимущественно среднезернистыми) песчаниками, чередующимися с темно-серыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами. Мощность 600 м. Присутствие остатков ретроцерамов в основании и в средней части толщи указывает на ее батский возраст; верхи толщи, вероятно, имеют келловейский возраст.

## ***Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)***

### ***Сугойская СФЗ (7.1)***

Неуместинская свита ( $J_2ni$ ) на левобережье р. Балыгычан подстилающую пунгалийскую свиту перекрывает в основном согласно, местами, где в основании появляется пласт гравелитов или конгломератов, вероятно, с локальным размывом; с угловым несогласием перекрывается нижнемеловыми отложениями. Свита сложена серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями (0,5–2 м) и пачками (до 40 м) темно-серых массивных и слоистых алевролитов. Характерны довольно мощные (20–30 м) однородные песчанниковые пачки с прослоями (до 0,6 м) гравелитов в основании. Мощность около 700 м, замечено некоторое уменьшение мощности свиты в западном направлении. В породах свиты встречены отпечатки позднебайосско-батских ретроцерамов; не исключено, что верхи толщи имеют келловейский возраст.

## ***Вилигинская СФО (9)***

### ***Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)***

Москальская свита ( $J_2ms$ ), выделяющаяся также в Келянском районе (8.1.4) Балыгычанской СФЗ, со стратиграфическим несогласием и размывом перекрывает различные горизонты нижнеюрской таборнинской свиты. В обоих районах нижняя часть свиты представлена чередованием пластов (4–10 м) мелко-тонкозернистых полимиктовых песчаников, песчанистых алевролитов, алевролитов с линзовидными прослоями и стяжениями алевритистых известняков. Верхняя часть образована

массивными кварц-полевошпатовыми песчаниками с линзами гравелитов, реже конгломератов. Мощность 300–600 м. В породах свиты содержатся остатки батских двустворок и аммонитов, по объему свита соответствует батскому ярусу и низам келловейского (москальскому региональному горизонту).

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Нерасчлененные среднеюрские отложения выделяются в Уяндино-Ясачненской, Иньяли-Дебинско-Сугойской и Вилигинской областях.

### *Уяндино-Ясачненская СФО (1)*

#### *Дарпирская СФЗ (1.1)*

Тасканская свита ( $J_2ts$ ) с угловым несогласием и перерывом разной продолжительности перекрывает палеозойские, триасовые и нижнеюрские отложения, в основании прослеживается пласт (2–20, иногда до 100 м) базальных валунно-галечных конгломератов с валунами и галькой подстилающих пород. Свита образована переслаивающимися, иногда ритмично, темно-серыми алевролитами и аргиллитами и серыми мелко-среднезернистыми лититовыми песчаниками с включениями гальки и гравия осадочных пород и прослоями (до 0,5 м) гравелитов и конгломератов. Мощность свиты изменяется в широких пределах — от 200 до 1000 м, составляя чаще всего 600–700 м. Распространенные в породах свиты остатки двустворчатых моллюсков указывают в основном на батский и келловейский возраст. Вполне вероятно, что верхние части разреза свиты могут относиться к низам оксфордского яруса.

### *Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)*

#### *Сугойская СФЗ (7.1)*

Октябринская свита ( $J_2ok$ ) распространена в среднем течении р. Балыгачан, согласно залегает на подстилающей мэмэченской свите, сложена разномышными песчаниками с линзами и прослоями (0,2–2 м) алевролитов, аргиллитов, гравелитов. В песчаниках встречается мелкая (до 1 см) хорошоокатанная «плавающая» галька алевролитов и аргиллитов, иногда их слои переполнены растительным детритом. Мощность свиты 700–900 м. Окаменелости в породах редки, чаще всего отмечаются обломки призматического слоя ретроцеромов; встреченные остатки ретроцеромов позволяют датировать свиту поздним байосом–батом и, вероятно, ранним келловеем.

#### *Нерско-Берелехская СФЗ (7.2)*

Дебинская свита ( $J_2db$ ) на подстилающей аален-байосской моржовской свите залегает согласно, нижняя граница проводится по

появлению характерных серых массивных туфопесчаников с крошкой аргиллитов. Свита представлена переслаивающимися серыми песчаниками и туфопесчаниками и темно-серыми алевролитами и сланцеватыми аргиллитами. Туфопесчаники образуют мощные (до 12 м) пачки, иногда содержат большое количество крошки и уплощенной формы галечки аргиллитов. Аргиллиты и алевролиты образуют пачки (5–14 м) тонкого переслаивания, иногда включают прослой (0,1–0,2 м) песчаников. Мощность 1700–1900 м. Остатки двустворок и более редких аммонитов позволяют датировать свиту в диапазоне от позднего байоса до раннего келлова.

### *Дебино-Сумунская СФЗ (7.3)*

Анманнычанская толща ( $J_{2an}$ ) без видимого несогласия располагается поверх ниже-среднеюрской увальнинской толщи. В нижней части анманнычанской толщи лежит пачка (до 300 м) темно-серых сланцеватых аргиллитов с тонкими прослоями алевролитов, выше преобладают серые мелкозернистые песчаники и туфопесчаники с прослоями аргиллитов, верхнюю часть слагают темно-серые сланцеватые аргиллиты и алевролиты. Мощность 600–650 м. По остаткам двустворчатых моллюсков и белемнитов возраст толщи определяется в диапазоне от позднего аалена до раннего бата.

### *Вилигинская СФО (9)*

#### *Ольнская СФЗ (9.2)*

Монгкинская свита ( $J_{2mn}$ ) согласно залегает на аален-байосской ячанской свите, в основании располагается пачка (30–50 м) массивных аргиллитов. В составе свиты преобладают кварц-полевошпатовые песчаники, образующие пласты и пачки мощностью от 2–4 до 30–50 м. Подчиненные по объему аргиллиты и алевролиты составляют прослой, а в верхней части разреза — пачки (до 15–20 м) ритмичного чередования. Мощность 1400–1600 м. Возраст свиты основывается на сборах остатков ретроцерамид татынгычанского и москальского горизонтов и аммонитов и интерпретируется в диапазоне от раннего байоса (без низов) до раннего бата.

## **СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ**

Средне-верхнеюрские отложения распространены в северной и южной частях территории. Верхнеюрские отложения отвечают важному рубежу геологического развития: с одной стороны, они слагают наиболее прогнутые части синклиналичных структур и завершают разрез верхоянского комплекса; с другой стороны, верхнеюрские отложения вместе с нижнемеловыми выполняют впадины, сформированные в орогенную стадию развития мезозойд [69]. Большинство впадин заполнено морскими терригенными и вулканогенно-терригенными молассами.



Средне-верхнеюрские отложения свойственны Сугойской зоне (кучуканская свита), южной части Балыгычанской и Бохапчинской зон (иганджинская свита) Яно-Колымской СФО, а также структурам Тахтоямо-Вилигинской области (вилигинская свита). В Илинтьасской СФЗ Уяндино-Ясачненской области средне-верхнеюрской является нижнеилинтьасская подсвита.

### ***Уяндино-Ясачненская СФО (1)***

#### ***Илинтьасская СФЗ (1.2)***

Нижнеилинтьасская подсвита ( $J_{2-3}il_1$ ) с угловым несогласием залегает на разновозрастных верхнепротерозойских и палеозойских отложениях. Подсвита характеризуется существенно конгломератовым олигомиктовым составом, присутствием в разрезе известняков и углефицированных растительных остатков. Песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки слагают отдельные прослои и пачки, увеличивающиеся в мощности вверх по разрезу. Для пород характерна волнистая, линзовидная и косая слоистость. Мощность подсвиты 700–750 м. Собранные в породах остатки позднеюрских двустворок вместе со стратиграфическим положением свидетельствуют об оксфордском возрасте; вместе с тем, учитывая единичные находки келловейских аммонитов, подсвита может включать в свой объем и часть келловея [69].

### ***Иньяли-Дебинско-Сугойская СФО (7)***

#### ***Сугойская СФЗ (7.1)***

Кучуканская свита ( $J_{2-3}k\check{c}$ ) распространена в южной части зоны, согласно залегает на октябринской, состоит из тонкопереслаивающихся аргиллитов, песчанистых аргиллитов, алевролитов и вулканомиктовых песчаников. Песчаники при этом слагают редкие и более мощные слои, чем глинисто-алевритовые породы. Мощность 750–800 м. В породах свиты присутствуют остатки оксфордских двустворок, что с учетом стратиграфического положения позволяет относить подразделение к келловейскому и оксфордскому ярусам.

### ***Яно-Колымская СФО (8)***

#### ***Бохапчинская СФЗ (8.3)***

Иганджинская свита ( $J_{2-3}ig$ ), характерная для Бохапчинской зоны Яно-Колымской СФО, выделяется также в Келянском районе (8.1.4) Балыгычанской СФЗ и в Тахтоямо-Вилигинской СФЗ (9.1) Вилигинской области, имеет согласный нижний контакт с батской москальской и аален-байосской татынгычанской свитами, в связи с чем можно говорить о разном стратиграфическом объеме свиты, уменьшающемся в восточном направлении. Свита сложена темно-серыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами с прослоями мелкозернистых обычно

алевритистых песчаников. В средней части разреза местами встречаются прослой каменного угля. Мощность варьирует в пределах 600–1900 м. В соответствии со стратиграфическим положением и сборами остатков двустворок возрастной диапазон свиты изменяется от бат-келловей-раннеоксфордского на западе территории до келловей-раннеоксфордского на востоке.

### ***Вилигинская СФО (9)***

#### ***Тахтоямо-Вилигинская СФЗ (9.1)***

Иганджинская свита ( $J_{2-3ig}$ ) в Тахтоямо-Вилигинской СФЗ и в Келянском районе (8.1.4) Балыгычанской СФЗ характеризуется аналогичным литологическим составом (алевролиты с прослоями песчаников), залегает согласно на батской москальской свите, мощность 600–1000 м. Возраст келловей-раннеоксфордский.

#### ***Ольнская СФЗ (9.2)***

Вилигинская свита ( $J_{2-3vl}$ ) согласно перекрывает среднеюрскую монгинскую свиту, сложена преимущественно мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, а в средней части разреза и среднезернистыми. Пачки песчаников состоят из пластов (0,7–1,5 м), чередующихся с пачками тонкопереслаивающихся аргиллитов и алевролитов. Пласты, а иногда и пачки пород имеют линзовидное строение. Мощность 900–1000 м. Возраст свиты обосновывается стратиграфическим положением и сборами остатков двустворок и аммонитов и соответствует келловейскому и первой половине оксфордского века.

## **ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ**

Верхнеюрские преимущественно терригенные и вулканогенно-терригенные молассовые отложения распространены в северной и южной частях территории листа. В северной части в пределах Уяндино-Ясачненской СФО они представлены комплексом пород, сформированных в мелководно-морских и субаэральных условиях, выполняющих наложенные грабеобразные структуры орогенного этапа развития. В южной части мелководно-морские терригенные отложения начала позднеюрской эпохи надстраивают комплекс юрских отложений Арmano-Вилигинского синклинория.

### **Оксфордский и кимериджский ярусы**

Оксфорд-кимериджские отложения распространены в северо-западной (Уяндино-Ясачненская СФО) и южной (Яно-Колымская и Вилигинская СФО) частях территории. Оксфордский возраст имеют нижняя часть

вулканогенно-терригенного комплекса ряда грабенов в зоне сочленения Приколымского и Омудевского поднятий и нижняя часть, преимущественно терригенных отложений, вблизи сочленения структурных элементов на юге территории.

### *Уяндино-Ясачненская СФО (1)*

#### *Илиньтасская СФЗ (1.2)*

#### **Илиньтасский комплекс риолит-андезит-базальтовый**

Илиньтасский вулканический комплекс объединяет илиньтасскую свиту, состоящую из трех подсвит, и комагматичные им субвулканические тела разного состава. Нижнеилиньтасская подсвета охарактеризована выше, так как сложена в основном осадочно-вулканогенными и осадочными породами верхней юры, но, вероятно, включает и часть среднеюрских слоев. Вышележащие отложения среднеилиньтасской подсветы и ассоциирующие с ней субвулканические образования имеют оксфорд-кимериджский возраст.

Среднеилиньтасская подсвета ( $J_3il_2$ ) залегает согласно или с небольшим стратиграфическим перерывом на нижней, за пределами северной границы территории листа согласно перекрывается породами верхнеилиньтасской подсветы. Среднеилиньтасская подсвета отличается существенно вулканогенным составом и быстрой фациальной изменчивостью. В верховьях р. Ясачная она представлена афировыми и миндалекаменными базальтами, андезибазальтами, андезитами и туфами среднего состава в низах разреза, мощными покровами риолитов, реже туфами с пластами осадочных пород в верхах разреза. Севернее подсвета образована лавами и грубообломочными туфами разного состава, чередующимися с пачками (10–30 м) туффитов, туфопесчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность колеблется в пределах 500–1000 м. Остатки двустворок в породах подсветы определяют позднеоксфордский—кимериджский возраст.

*Субвулканические образования, комагматичные покровам эффузивов среднеилиньтасской подсветы*, распространены среди выходов илиньтасской свиты, а также по обрамлению среди пород средне-верхнеюрской тасканской свиты и среди палеозойских отложений. Они представлены изометричными штоками, лакколитами, силлообразными залежами (площадью до 10–20 км<sup>2</sup>), вытянутыми (до 10 км) дайкообразными телами и маломощными дайками базальтов, реже долеритов и габбродолеритов ( $\beta J_3il$ ), а также диоритовых порфиритов ( $\delta \pi J_3il$ ), дацитов ( $\zeta J_3il$ ), риолитов и гранит-порфиров ( $\gamma \pi J_3il$ ). По химическому составу габброиды представляют собой слегка недосыщенные или насыщенные кремнеземом породы с повышенной или умеренной титанистостью, преимущественно низкой глиноземистостью, натриевым и, реже, калиево-натриевым типом щелочности. Гранит-порфиры представляют собой преимущественно известково-щелочные породы с умеренной щелочностью калиево-натриевого ряда.

## Дарпирская СФЗ (1.1)

### Улахан-чистайская группа вулканических комплексов

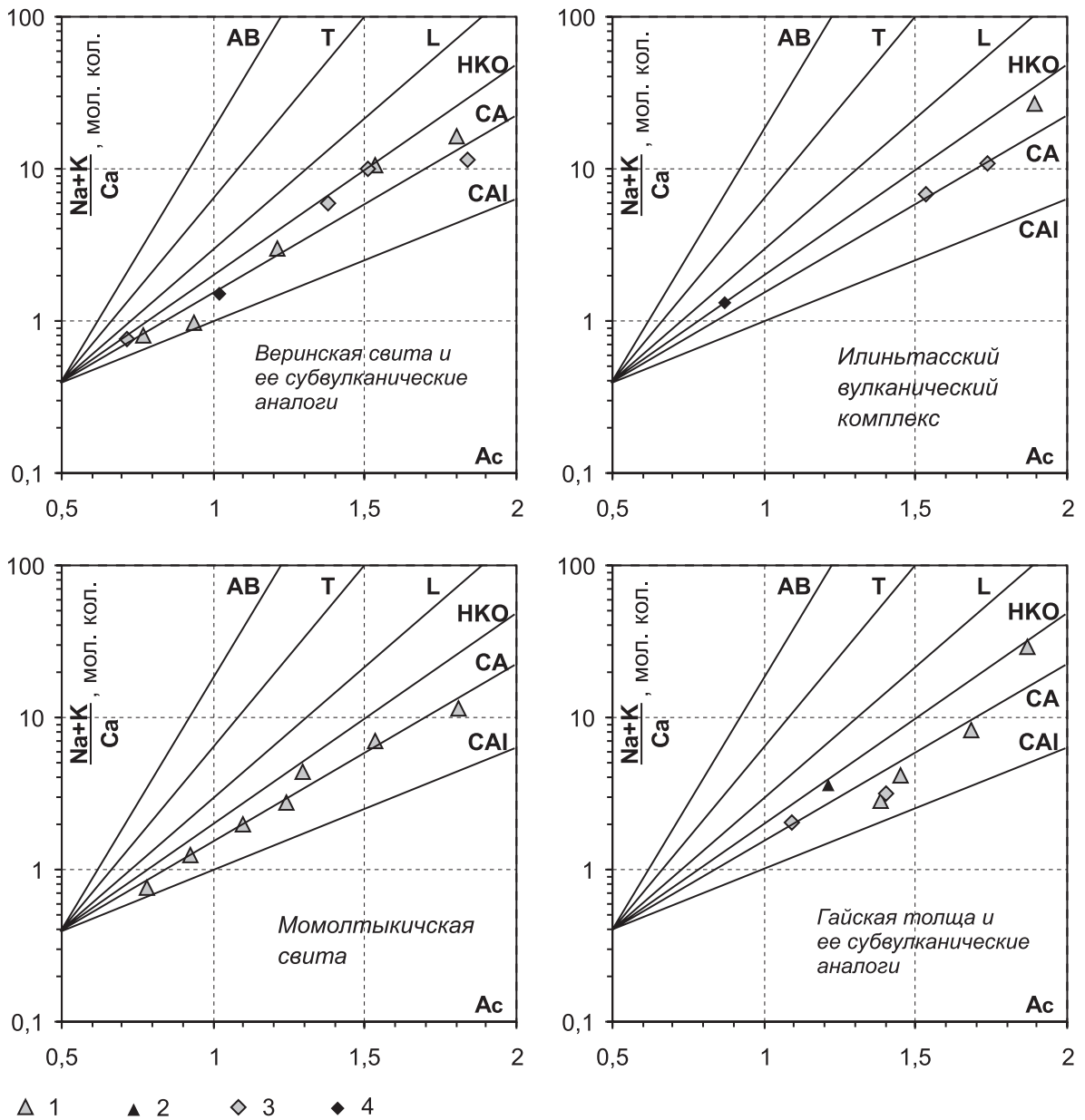
Позднеюрские вулканические комплексы Дарпирской СФЗ Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса первоначально были выделены в качестве вулканической серии [114]. В опорной легенде Верхояно-Колымской серии подразделение принято в ранге группы. Стратифицированные осадочно-вулканогенные образования группы на территории листа отнесены к веринской свите, а распространенные там же субвулканические и экструзивные образования закартированы как тела единой улахан-чистайской группы вулканических комплексов.

Веринская свита ( $J_3vr$ ) распространена главным образом в Лыглыхтахском грабене, где представляет основание верхнеюрских отложений, заполняет мелкие впадины в южной части Приколымского поднятия и в Сугойском синклинии, а также выполняет небольшие наземные вулканотектонические структуры (Орлиную, Упорнинскую, Кунаревскую), погруженные в цоколь из палеозойских отложений Омудевского поднятия.

В стратотипе (р. Верина) веринская свита со стратиграфическим перерывом и угловым несогласием перекрывает породы среднеюрской тасканской свиты, верхнетриасовые и местами палеозойские отложения. Нижняя и верхняя части разреза свиты здесь представлены серыми разнотернистыми (от мелко- до крупнотернистыми) полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с темно-серыми алевролитами и аргиллитами, при этом алевролиты и аргиллиты преобладают в нижней, а песчаники — в верхней части разреза. Средняя часть разреза представлена в основном псефитовыми и псаммитовыми литокристаллокластическими туфами дацитов, андезитов и андезибазальтов, туффитами и туфопесчаниками, местами присутствуют и даже преобладают лавы и туфы среднего состава. Мощность толщи 500–600 м. Наряду с вулканическими породами в ней присутствуют морские осадочные отложения: алевролиты и туфопесчаники. Общая мощность свиты в стратотипе 540–730 м.

В Лыглыхтахском грабене и особенно в его центральной и северной частях свита имеет существенно вулканогенный состав. Низы разреза в этой структуре представлены андезитами, андезибазальтами, андезидацинтами, туфами перечисленных пород, переслаивающихся с морскими алевролитами и песчаниками. Верхняя часть разреза состоит из риолитов и туфов кислого состава, также переслаивающихся с морскими осадочными породами — алевролитами и туфопесчаниками. Мощность существенно вулканогенного разреза свиты 900–1700 м.

В породах свиты собраны многочисленные остатки фауны и флоры. Основное распространение имеют бухии из группы *mosquensis*, однако наличие в разрезе свиты *Buchia concentrica* (Sow) свидетельствует о примерном соответствии большей части объема веринской свиты верхам оксфордского и кимериджскому ярусам [69]. Однако самые верхи свиты могут соответствовать низам волжского яруса.



**Рис. 6. Диаграммы Ac — (Na+K)/Ca для пород позднеюрских и позднеюрских—раннемеловых вулканогенных образований.**

1, 2 — значения для покровных образований: 1 — средние по видам пород, 2 — по единичным анализам; 3, 4 — значения для субвулканических и экструзивных образований: 3 — средние по видам пород, 4 — по единичным анализам. Основные тренды по Л. С. Бородину [12]: CAI — известковый низкощелочной (островодужный), CA — известково-щелочной (коровый орогенный), NKO — высококалийевый (позднеорогенный), L — латитовый, T — трахитовый, AB — щелочно-базальтовый, TF — трахит-фенолитовый, BF — базанит-фенолитовый, N — нефелинитовый. Ac — активность катионов.

Субвулканические и экструзивные образования улахан-чистайской группы вулканических комплексов ( $J_3uc$ ), по данным В. И. Шпикермана и др. [214], на рассматриваемой территории формировались в определенной возрастной последовательности. Самыми древними здесь являются субвулканические штоки диоритов и диорит-порфириров ( $\delta\pi$ ) и экструзивные купола андезитового ( $\alpha$ ) и андезидацитового состава, наиболее ярко представленные в наземных вулканотектонических структурах (Кунаревская и Упорнинская). Диориты и диорит-порфириры прорываются штоками и дайками умереннокислых гранит-порфиров ( $\gamma\pi$ ). В пределах Лыглыхтахского грабена, сложенного в основном субаквальными вулканитами, данному поколению кислых пород отвечают риолиты ( $\lambda$ ), образующие ряд мелких экструзивных куполов и субвулканических тел сложной морфологии. Более позднее поколение субвулканических тел кислого состава в Лыглыхтахском грабене представлено лакколитами, силлами и дайками крупнопорфировых риолитов (невадитов), а в наземных вулканоструктурах — протяженными дайками порфировых и флюидальных риолитов ( $\lambda$ ). Наиболее молодыми являются сложные по морфологии субвулканические тела базальтов и микрогаббро, отнесенные нами к позднеюрской—раннемеловой вулканической серии Немичанской гряды (см. ниже).

Породы позднеюрских вулканитов — илиньтасского комплекса и веринской свиты по данным химического анализа (табл. 1) относятся к нормальному ряду со щелочностью калиево-натриевого типа. Натриевым типом щелочности выделяются только самые кислые представители илиньтасского комплекса. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 6) тренды комплексов близки к известково-щелочному (коровому орогенному) тренду.

Оксфорд-кимериджские отложения в южной части территории листа в большинстве случаев образуют фрагментарные выходы в эрозионных окнах из-под покровов меловых вулканитов; здесь выделяются дондычанская и калькуттская свиты.

## ***Яно-Колымская и Вилигинская СФО (8, 9)***

### ***Балыгычанская (8.1), Боханчинская (8.3) и Тахтоямю-Вилигинская (9.1) СФЗ***

Дондычанская свита ( $J_3dn$ ) распространена в смежных частях Балыгычанской и Вилигинской СФЗ, в Келянском районе (8.1.4) Балыгычанской зоны; на подстилающей средне-верхнеюрской иганджинской свите залегает согласно. Повсеместно нижняя часть (300—400 м) сложена темно-серыми аргиллитами и глинистыми алевролитами, иногда туфогенными, верхняя — аргиллитами с прослоями туфопесчаников и редко туфов дацитов. Мощность свиты 1200—1400 м. По всему разрезу свиты содержатся остатки двустворок, позволяющие датировать отложения оксфордским и кимериджским веками.



Момолтыкичская свита															
16	12	50,29	1,16	17,94	3,24	5,92	—	0,22	5,32	7,85	2,82	0,76	0,30	3,82	99,64
17	22	55,18	0,97	17,01	2,73	4,78	—	0,14	3,92	6,15	3,23	1,54	0,26	3,65	99,56
18	36	60,07	0,81	16,22	2,19	3,99	—	0,12	2,58	4,46	3,55	2,07	0,26	3,06	99,38
19	9	63,76	0,63	15,64	1,29	3,74	—	0,09	1,79	3,43	3,76	2,30	0,18	2,30	98,91
20	12	66,07	0,47	15,46	0,98	3,27	—	0,07	0,99	2,52	3,93	3,30	0,13	1,86	99,05
21	5	70,47	0,33	13,87	0,47	2,72	—	0,06	0,64	1,57	3,60	3,68	0,07	2,10	99,58
22	2	73,64	0,11	13,30	0,43	1,35	—	0,04	0,38	0,91	3,44	3,46	0,04	2,25	99,35
Гайская толща															
23	1	62,09	1,04	16,26	—	—	6,99	0,09	0,72	2,99	3,35	2,03	0,18	4,25	99,99
24	2	63,78	0,69	15,18	1,51	3,05	—	0,10	1,97	2,96	3,62	3,44	0,14	2,84	99,28
25	2	65,89	0,58	15,48	—	—	4,44	0,10	0,73	2,40	3,38	3,14	0,18	3,55	99,87
26	3	70,25	0,20	14,90	—	—	3,23	0,14	0,33	1,23	3,07	3,76	0,06	2,70	99,87
27	6	75,96	0,13	12,96	—	—	1,69	0,03	0,26	0,39	3,84	3,77	0,01	0,78	99,82
Субвулканические аналоги гайской толщи															
28	3	60,36	0,76	16,45	1,62	4,19	—	0,10	2,09	4,58	3,77	2,09	0,17	2,96	99,14
29	2	66,26	0,44	15,35	1,16	3,25	—	0,08	0,91	2,94	3,20	2,87	0,15	2,83	99,44

1 — базальты, 2 — андезибазальты, 3 — андезиты, 4 — риодациты, 5 — риолиты, 6 — габбро-долериты, 7 — микродиорит, 8 — дациты, гранодиорит-порфиры, 9 — риодациты, гранит-порфиры, 10 — риолиты, 11 — игнимбриты риолитов, 12 — диорит, 13 — дациты, 14 — гранит-порфиры, риодациты, 15 — риолиты, 16 — базальты, 17 — андезибазальты, 18 — андезиты, 19 — дациандезиты, 20 —

дациты, 21 — риодациты, 22 — риолиты, 23 — андезит, 24 — дациандезиты, 25 — дациты, 26 — риодациты, 27 — риолиты, 28 — андезиты, 29 — дациты.

1–10 по [74, 175, 181, 214]; 11–15 по [11, 173, 187]; 16–22 по [124, 144, 154, 176, 180, 196, 222]; 23–29 по [142].



### ***Ольнская СФЗ (9.2)***

Калькутская свита ( $J_3kl$ ) располагается согласно на ниже лежащей средне-верхнеюрской вилигинской свите, образована преимущественно темно-серыми алевролитами, углистыми аргиллитами, алевритистыми полимиктовыми песчаниками. Породы обычно составляют пласты (0,2–0,5 м) и пачки (от 10–50 до 150 м), содержат мелкие пиритовые конкреции и редкую хорошоокатанную гальку. Мощность 600–800 м. Ископаемые двустворчатые моллюски свидетельствуют о возрасте свиты в пределах от среднего оксфорда до раннего кимериджа включительно.

### **Кимериджский и титонский ярусы**

Отложения такого стратиграфического диапазона выделяются на западе территории, где они выполняют приразломный грабенообразный прогиб.

#### ***Охотско-Чукотская СФО (3)***

Пеньковская свита ( $J_3pk$ ) вместе с ниже лежащими юрскими толщами принадлежит к фундаменту вулканогенного пояса, на породах ниже-среднеюрской увальнинской и среднеюрской анманьчанской толщ залегает с угловым несогласием. Разрез образован грубопереслаивающимися темно-серыми песчанистыми аргиллитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, базальтами, андезибазальтами и их кристаллокластическими туфами, присутствуют пласты каменного угля. Свита фациально изменчива, в направлении к северо-западу все большее значение приобретают вулканогенные породы. Мощность 200–450 м. В породах собраны остатки пресноводных двустворок и отпечатки ископаемой флоры, с учетом сборов остатков и сопоставления с отложениями Лыглыхтахского грабена возраст принимается в диапазоне кимериджский–титонский века.

### **Титонский ярус**

Отложения титонского яруса закартированы в южной части Уяндино-Ясачненской СФО, они выполняют Лыглыхтахский грабен, разделены на три свиты.

#### ***Уяндино-Ясачненская СФО (1)***

##### ***Дарпирская СФЗ (1.1)***

Лыглыхтахская свита ( $J_3lg$ ) залегает согласно на веринской, образована преимущественно алевролитами, иногда песчаниками, местами аргиллитами и полимиктовыми песчаниками. Мощность 700–800 м. Окаменелости двустворчатых моллюсков определяют принадлежность

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ГОРИЗОНТ	Уяндино - Ясачненская СФО (1)		Омсукчанская СФО (2)	Охотско – Чукотская СФО (3)		
				Дарпирская СФЗ (1.1)			Бассейн р. Оротукан	Бассейн р. Малтан	Бассейн р. Угулан
МЕЛОВАЯ	ВЕРХНИЙ	ТУРОН – КАМΠΑН	Гребенкинский	СЕНОМАН	Архагалинский	Надеждинская свита ( $K_2nd$ ) Лавы и туфы риолитов 240–400 м	Хольчанская свита ( $K_2hl$ ) Игнимбриды риодацитов 100–800 м	Нараулийская свита ( $K_2nr$ ) Андезиты, базальты, туфопесчаники 150 м	Юмская свита ( $K_2jum$ ) Туфы и игнимбриды риолитов 500–600 м
АЛЬБ	Топганский	Зоринская свита ( $K_2zr$ ) 1450 м	Нанкалинская толща ( $K_1np$ ) Андезиты и их туфы, базальты 1460 м	Парнинская свита ( $K_1pr$ ) 100–700 м					
					Буоркемиосский	Айгурская свита ( $K_1ag$ ) 650–1000 м	Кирикская толща ( $K_1kr$ ) Алевролиты, песчаники, андезиты, туфы кислого состава 200–1100 м	Момолтыкичская свита ( $J_3mm$ ) Андезиты, базальтотуфы кислого состава, туфопесчаники, алевролиты 1400 м	
СИЛЯПСКИЙ	Немичанская толща ( $K_1nm$ ) Лавы и туфы андезитов, туфоалевролиты 450–550 м	Арылахская толща ( $K_1ar$ ) 570–690 м	Галимовская свита ( $K_1gl$ ) Песчаники, алевролиты 300–900 м	Уликская свита ( $K_1ul$ ) 400–1000 м					Аскольдинская свита ( $K_1as$ ) 1200 м
					НЕОКОМ	Ожогинский	Гайская толща ( $J_3-K_1gs$ ) Андезиты, туффиты 700–1000 м	Вулканическая серия Немичанской гряды ( $J_3-K_1ng$ )	
ЮРСКАЯ	ВЕРХНИЙ	ТИТОНСКИЙ	$J_3$	$J_3$					

Рис. 7. Схема корреляции меловых отложений.

свиты к нижнетитонскому подъярису и нижней части среднетитонского подъяруса.

Сударская свита ( $J_3sd$ ) согласно перекрывает лыглыхтахскую, представлена серыми массивными полимиктовыми и вулканомиктовыми преимущественно среднезернистыми песчаниками с линзами грубозернистых песчаников и гравелитов. Мощность 80–120 м. Наблюдаются линзовидные скопления раковинного детрита и ядра бухий среднетитонского времени.

Малиновская свита ( $J_3ml$ ) залегает на сударской без каких-либо следов перерыва. В ее составе заметно преобладают темно-серые аргиллиты и алевролиты, иногда переслаивающиеся с подчиненными им тонко-мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. Породы содержат примесь углистого материала, а на отдельных интервалах разреза прослой (до 0,3 м) каменного угля. Мощность 250–290 м. Отложения по всему разрезу содержат отпечатки ископаемой флоры, состав папоротников флористического комплекса характерен для пеженской стратофлоры позднеюрского возраста. С учетом стратиграфического положения возраст свиты ограничивается поздним титонским временем. Не исключено, что самая верхняя часть отложений может иметь уже раннемеловой возраст.

## **ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ**

Позднеюрские–раннемеловые вулканогенно-осадочные и вулканические образования распространены в южной части территории, известны они также на небольшом участке и на севере, на юго-восточном фланге Лыглыхтахского грабена. Расположение основных выходов этих образований сильно отличается от структурно-формационного районирования более древних осадочных толщ, чаще всего они концентрируются в составе грабенообразных прогибов. Выделяются момолтыкичский вулканический комплекс, представленный одноименной свитой и связанными с ней субвулканическими телами, и вулканическая серия Немичанской гряды, в состав которой входят гайская и немичанская толщи (рис. 7).

### ***Охотско-Чукотская СФО (3)***

#### **Момолтыкичский комплекс дацит-базальтовый**

Момолтыкичская свита ( $J_3-K_1mt$ ) распространена на юго-западе территории листа, сконцентрирована в бассейнах рек Малтан и Бохапча. Приурочена к основанию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в верховьях р. Буонда присутствует в составе Иваньинской, Нявленгинской и других вулканоструктур. Там, где вскрывается подошва свиты, наблюдается, как она с угловым несогласием перекрывает верхнетриасовые и юрские толщи. В основании располагается пачка (до 60 м) переслаивающихся алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, кремнистых туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Большой частью

свита сложена андезитами, андезибазальтами, базальтами, туфами андезитов и андезибазальтов, переслаивающимися с дациандезитами, дацитами, риолитами, туфами риолитов и риодацитов, туфопесчаниками, туфоалевролитами. В средней части свиты существенное значение имеют туфоалевролиты и аргиллиты, присутствуют пласты каменного угля, представляющие Хасынское угольное месторождение. Мощность изменяется в широких пределах — от 100 до 1400 м. Позднеюрский—раннемеловой возраст свиты принят на основании положения в разрезе, региональных стратиграфических корреляций и находок ископаемой флоры в породах средней части разреза, которая характеризует неокомовский ожогинский горизонт.

*Субвулканические и жерловые образования момолтыкичского дацит-базальтового комплекса* ассоциируют с покровами, представлены штоками дациандезитов ( $\zeta\text{J}_3\text{—K}_1\text{mt}$ ), а также не выраженными в масштабе карты силлами, некками и дайками базальтов, андезитов, андезибазальтов и дацитов.

### ***Уяндино-Ясачненская СФО (1)***

#### ***Дарпирская СФЗ (1.1)***

#### **Вулканическая серия Немичанской гряды**

Вулканическая серия Немичанской гряды выделена В. И. Шпикерманом [114] по материалам В. Н. Егорова [62] и утверждена в качестве картографируемого подразделения в опорной легенде Верхояно-Колымской серии листов. Стратифицированные осадочно-вулканогенные образования серии разделяются (снизу вверх) на гайскую и немичанскую осадочно-вулканогенные толщи, а комагматичные им субвулканические и экструзивные образования закартированы как тела единой вулканической серии Немичанской гряды.

Гайская толща ( $\text{J}_3\text{—K}_1\text{gs}$ ) на междуречье Лыглыхтах—Эльген с угловым несогласием перекрывает юрские отложения, в подошве толщи прослеживается пласт (около 1,5 м) базальных туфоконгломератов, включающих гальку нижележащих терригенных пород; по простиранию он переходит в разнозернистые песчаники с «плавающей» галькой. По данным В. Н. Егорова [62], толща сложена преимущественно вулканитами кислого и умереннокислого состава, туфами андезитов и дациандезитов, туффитами, туфопесчаниками и аргиллитами. В нижней части (150—300 м) переслаивающиеся туффиты, туфоалевролиты и туфы умереннокислого состава от алевритовой до псефитовой размерности перекрываются покровами дациандезитов и андезитов; в средней части (200—400 м) преобладают туфы и лавы риолитов с прослоями туффитов и туфоалевролитов; верхняя часть (около 300 м) представлена туфами и лавами дацитов и риодацитов. Мощность толщи 700—1000 м. Позднеюрский—раннемеловой возраст пород основывается на стратиграфическом положении, на находках отпечатков ископаемых растений, являющихся обычными для

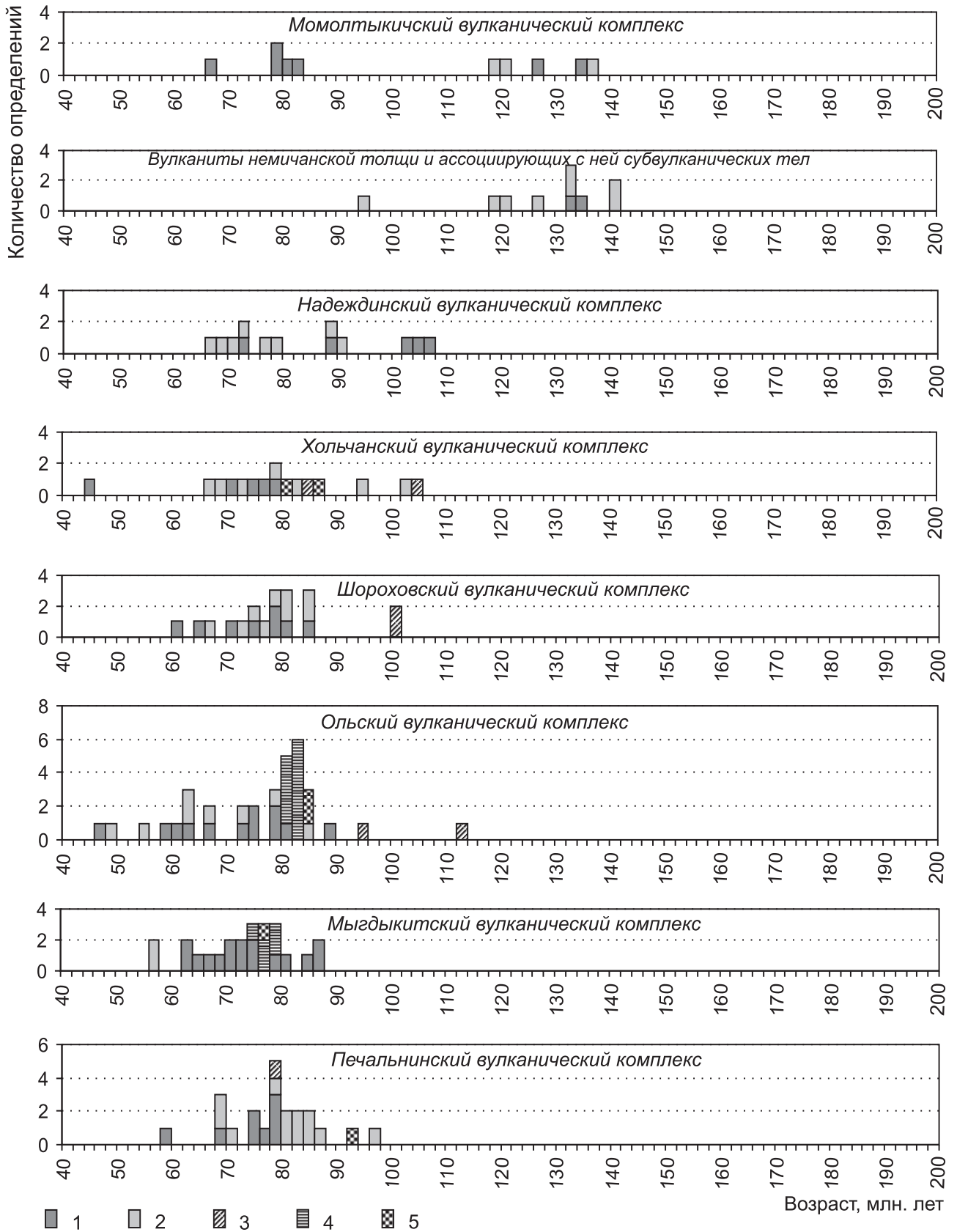


Рис. 8. Гистограммы изотопных датировок вулканогенных пород.

Методы определения возраста: 1, 2 — калий-аргоновый (1 — по покровным образованиям, 2 — по субвулканическим и экструзивным образованиям); 3 — рубидий-стронциевый изохронный; 4 — аргон-аргоновый; 5 — уран-свинцовый по циркону.

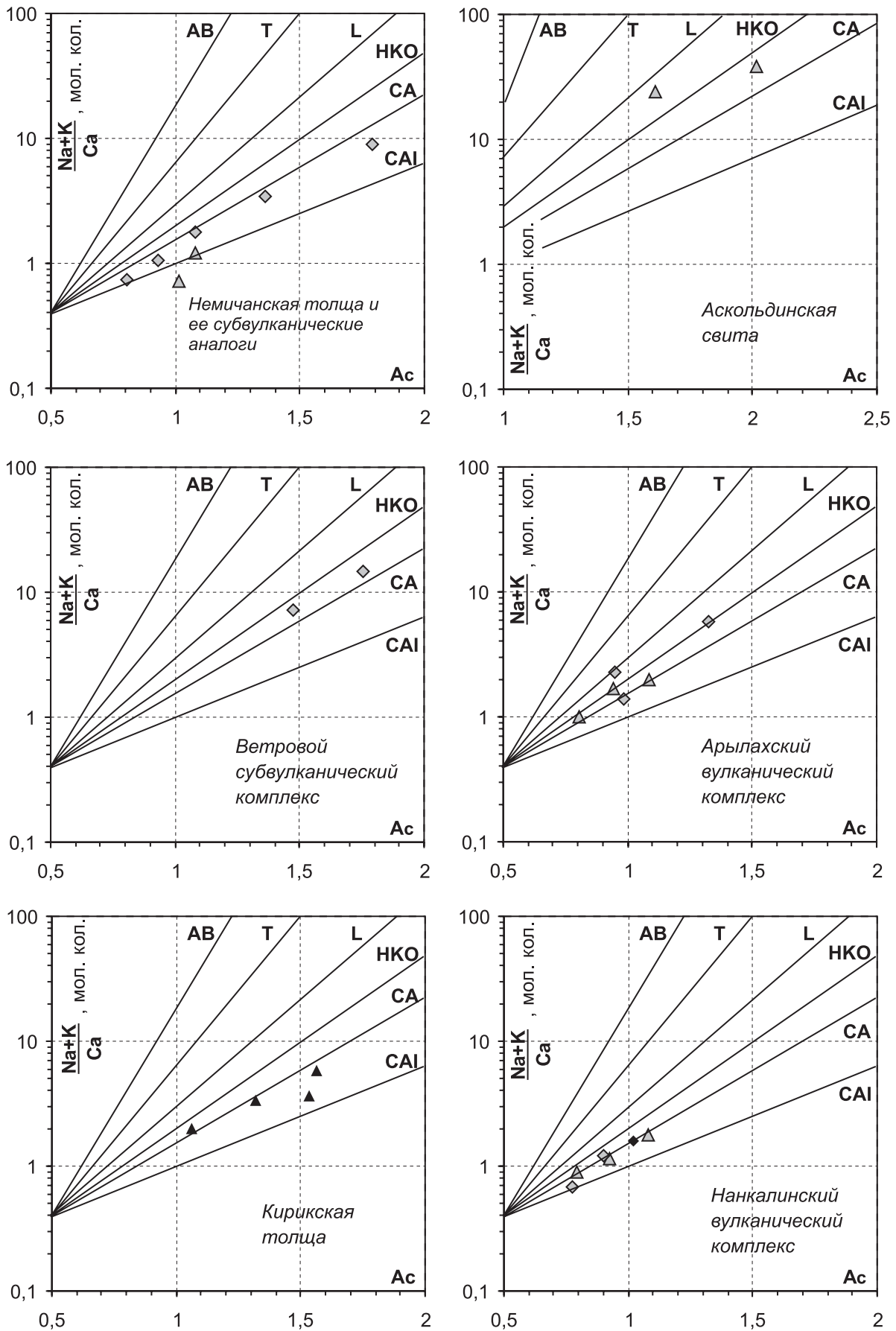


Рис. 9. Диаграммы Ас —  $(Na+K)/Ca$  для пород раннемеловых вулканических комплексов. Условные обозначения — см. рис. 6.

флористических комплексов юры и раннего мела, а также на геохронологической датировке калий-аргоновым методом дациандезитов нижней части (139–147 млн лет) и риолитов средней части толщи (131 млн лет).

Немичанская толща ( $K_1nm$ ) выполняет небольшие мульды на юго-восточном окончании Лыглыхтахского грабена. По данным В. Н. Егорова [62], толща несогласно перекрывает средне- и верхнеюрские отложения и вулканогенные образования верхнеюрской–нижнемеловой гайской толщи. На левобережье р. Лыглыхтах в основании толщи располагается пачка (50–55 м) переслаивающихся разнозернистых туфогенных и вулканомиктовых песчаников и туффитов с прослоями туфов среднего состава и туфоконгломератов с галькой дацитов и дациандезитов гайского вулканического комплекса. Толща в целом образована покровами афировых и миндалекаменных андезитов и андезибазальтов, реже дацитов, перемежающихся с пачками крупнообломочных туфов среднего и кислого состава, встречаются прослои туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность 450–550 м. Раннемеловой (неокомовый) возраст толщи принят на основании перекрытия ею верхнеюрско–нижнемеловой гайской толщи, находок в базальной пачке толщи остатков раннемеловой флоры не моложе аптского века и радиологической калий-аргоновой датировке андезитов толщи в  $132 \pm 1$  млн лет (рис. 8).

Субвулканические тела и дайки вулканической серии Немичанской гряды ( $J_3-K_1ng$ ) имеют гораздо более широкое распространение по сравнению со стратифицированными образованиями. В пределах Лыглыхтахского грабена и его обрамления эти тела прорывают более древние вулканы улаханчистайской группы. Особенно широко проявлены сложные по морфологии субвулканические тела, силлы и дайки базальтов ( $\beta$ ) и габбро-долеритов ( $m\nu$ ). Породы среднего состава представлены единичными штокообразными телами (площадью 2–3 км<sup>2</sup>) дациандезитов ( $\zeta\alpha$ ), а также не показанными на карте мелкими телами и дайками андезитов и дациандезитов. Кислые вулканы слагают довольно крупные (площадью до 10 км<sup>2</sup>) штоки, а также трещинные тела и дайки гранодиорит-порфиров ( $\gamma\delta\pi$ ), гранит-порфиров ( $\gamma\pi$ ), риолитов ( $\lambda$ ).

По данным химического анализа (табл. 1) породы позднеюрских–раннемеловых вулканических образований — момолтыкичского комплекса и гайской толщи относятся к нормальному петрохимическому ряду со щелочностью в основном калиево-натриевого типа. Несколько повышенной натриевостью отличаются кислые вулканы гайской толщи. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 6) тренды момолтыкичского комплекса и гайской толщи близки к известково-щелочному (коровому орогенному) тренду.

Породы нижнемеловой немичанской толщи и ассоциирующих с ней субвулканических тел по данным химического анализа (табл. 2) относятся к нормальному ряду со щелочностью калиево-натриевого типа для основных–средних пород и натриевого — для кислых. Вулканы характеризуются несколько пониженной щелочностью, что на диаграмме Л. С. Бородина (рис. 9) отражено смещением тренда комплекса от известково-щелочного в сторону известкового низкощелочного (островодужного).





<i>Арылахский комплекс, субвулканические образования</i>																
<b>15</b>	5	55,81	1,07	16,98	2,62	5,32	—	0,21	2,60	5,55	3,25	1,58	0,39	4,29	99,67	
<b>16</b>	2	58,29	0,63	17,17	3,15	3,22	—	0,18	2,59	4,99	5,03	1,80	0,33	1,54	98,92	
<b>17</b>	3	66,55	0,48	15,83	1,31	2,36	—	0,13	1,15	1,98	3,37	4,41	0,16	1,81	99,54	
<i>Кирикская толща</i>																
<b>18</b>	1	59,84	0,95	17,05	1,86	5,26	—	0,14	2,55	4,46	4,03	1,30	0,25	2,42	100,11	
<b>19</b>	1	66,24	0,80	16,80	0,05	4,18	—	0,15	1,43	2,78	3,65	2,36	0,14	1,26	99,84	
<b>20</b>	2	69,81	0,33	14,82	0,63	2,66	—	0,08	0,76	2,15	3,59	2,68	0,09	2,28	99,88	
<i>Нанкалинская толща</i>																
<b>21</b>	11	51,32	1,15	16,59	2,98	5,80	—	0,16	6,07	7,56	3,21	0,77	0,31	3,52	99,44	
<b>22</b>	17	55,26	1,02	17,90	3,41	4,38	—	0,14	3,33	6,56	3,23	1,43	0,25	2,39	99,30	
<b>23</b>	35	59,77	0,81	16,64	2,49	3,81	—	0,13	2,59	4,86	3,52	1,92	0,20	2,52	99,26	
<i>Нанкалинский комплекс, субвулканические образования</i>																
<b>24</b>	2	50,02	1,31	15,56	—	—	11,02	0,20	5,61	9,55	2,77	1,33	0,52	2,73	100,62	
<b>25</b>	2	55,67	0,91	18,13	2,58	5,62	—	0,12	2,82	6,77	3,33	1,77	0,26	1,50	99,48	
<b>26</b>	1	58,50	0,85	17,20	3,88	3,92	—	0,18	2,82	5,33	3,32	2,01	0,20	1,50	99,71	

**1** — андезибазальты, **2** — андезиты, **3** — габбро, габбро-порфириты, **4** — диориты, диорит-порфириты, андезибазальты, **5** — кварцевые диорит-порфириты, андезиты, **6** — гранодиорит-порфириты, **7** — гранит-порфириты, **8** — туфы и игнимбриты риодацитов, трахириодациты, **9** — риолиты, туфы и игнимбриты риодацитов, трахириодацитов, **10** — субщелочные двуполевошпатовые гранит-порфириты, риодациты, **11** — лейкогранит-порфириты, риолиты, тра-

хириолиты, **12** — базальты, **13** — андезибазальты, **14** — андезиты, **15** — андезибазальты, **16** — андезиты, кварцевые монцонит-порфириты, **17** — дациты, трахидациты, **18** — андезит, **19** — туф дацитов, **20** — игнимбрит риодацитов, **21** — базальты, **22** — андезибазальты, **23** — андезиты, **24** — базальты, **25** — андезибазальты, **26** — андезит;  
**1—7** по [142, 143]; **8—9** по [139, 170]; **10—11** по [33, 90, 142], **12—17** по [129, 166, 170]; **18—20** по [124]; **21—26** по [124, 126, 176, 196].

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения на территории листа распространены в южной — в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и восточной (Балыгычано-Сугойский прогиб) частях территории. Они представлены континентальными вулканогенными, вулканогенно-терригенными и терригенными толщами. Вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования часто сопоставляются с элементами островодужных систем, на юге территории листа подстилают вулканы собственно ОЧВП, терригенные молассоидные образования выполняют некоторые впадины и Балыгычано-Сугойский прогиб орогенного этапа развития мезозоида. Более молодые (альбские и поздне меловые) образования представляют собой элементы ОЧВП и синхронных ему структур активизации. Меловые отложения на территории листа и на смежных площадях изучались В. Ф. Белым, В. А. Самылиной, С. И. Филатовым, Г. Г. Филипповой и другими геологами, особенно большое значение имеют обобщающие работы Б. Ф. Белого. Обоснование возраста построено главным образом на изучении флористических комплексов, соотнесенных с региональными горизонтами, по отношению к которым и проведена корреляция выделяющихся свит и толщ. Однако сопоставление их с общей стратиграфической шкалой не всегда однозначно. В последнее время появляется все больше данных по радиоизотопному датированию, которое во многом уточняет выводы о возрасте вулканогенных образований.

В меловое время произошла перестройка структурного плана, намечается лишь отдаленное сходство его с планом предшествующих этапов. Основной объем меловых отложений приходится на ОЧВП и на Балыгычано-Сугойский прогиб. В пределах ОЧВП выделяются районы, отличающиеся объемом, составом и расчленением отложений; в этих районах выделяются собственные толщи. Вулканогенные образования в большинстве случаев выделяются как вулканические комплексы, состоящие из свит или толщ покровной фации и субвулканических (экструзивных, жерловых) тел и даек.

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнемеловые вулканогенные, вулканогенно-терригенные и терригенные в основном континентальные отложения известны на ограниченной площади на левобережье р. Колыма (в Лыглыхтахском грабене), в восточной и южной частях территории, расположены в наложенном Балыгычано-Сугойском прогибе и в основании ОЧВП (рис. 7).

#### *Уяндино-Ясачненская СФО (1)*

#### *Дарпирская СФЗ (1.1)*

Немичанская толща ( $K_{1nm}$ ) описана выше в составе вулканической серии Немичанской гряды.

## Аптский ярус

Образования аптского яруса распространены в составе Балыгычано-Сугойского прогиба. Здесь выделяются аптские аскольдинский и арылахский вулканические комплексы, уликская свита. Аскольдинская свита, арылахская толща и уликская свита составляют нижнюю часть омсукчанской серии.

### *Омсукчанская СФО (2)*

#### **Аскольдинский комплекс риолитовый**

Аскольдинская свита ( $K_{1as}$ ) распространена в основном вдоль восточного края Балыгычано-Сугойского прогиба, образует выходы в верховьях рек Арылах и Каховка. Она с угловым несогласием залегает на складчатых юрских и триасовых осадочных толщах, перекрывается арылахской толщей, уликской и галимовской свитами.

Разрез сложен афировыми, порфиоровыми, флюидальными, сферолизовыми риолитами и трахириолитами, кристаллокластическими и витрокластическими игнимбритами и лавобрекчиями риолитов с прослоями и линзами (10–20% объема свиты) мощностью от 2–10 до 30–40 м туфопесчаников, тефроидов, алевролитов и аргиллитов с пропластками каменного угля, туфоалевролитов. Строение разреза свиты по простиранию изменчиво, варьирует соотношение вулканогенных и осадочных пород. Мощность свиты изменяется от 80 до 1200 м. Характерными особенностями химического состава вулканитов свиты является их преимущественно калиевый и ультракалиевый тип, низкие содержания кальция и магния, обилие кремнезема. Раннемеловой (аптский) возраст свиты основывается на сборах в прослоях аргиллитов ископаемых растительных остатков, характеризующих сяляпский горизонт, и на результатах ( $120 \pm 9$  и  $123 \pm 3$  млн лет) изохронного рубидий-стронциевого датирования из района Дукатского месторождения. В последнее время появились более древние даты ( $134,8 \pm 1,7$  млн лет), полученные уран-свинцовым методом [4], в связи с чем необходимо дальнейшее изучение возраста свиты и сопоставление результатов палеонтологических и радиологических определений.

*Субвулканические и жерловые образования комплекса* пространственно связаны с площадями выходов аскольдинской свиты, представлены силлами, лакколитами, штоками, телами сложной формы и дайками риолитов, невадитовых риолитов, игнимбритов и автомагматических брекчий риолитов ( $\lambda K_{1as}$ ). Площади выходов на дневную поверхность обычно составляют 0,5–5, иногда до 30 км<sup>2</sup>. Жерловые образования, наблюдавшиеся в бассейне р. Ромен (район Арылахского месторождения), представлены мелкими некками игнимбритов риолитов.

В вулканитах аскольдинской свиты химическим анализом (табл. 2) выявляется отчетливо выраженный калиевый тип щелочности. Породы относятся к нормальному и умереннощелочному ряду, характеризуются пониженными содержаниями MgO и CaO. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 9) тренд комплекса близок к высококалиевому позднеорогенному.

## Арылахский комплекс риолит-базальтовый

Арылахская толща ( $K_{1ar}$ ) распространена локально в верховьях рек Арылах, Джагын, Волна, вскрыта буровыми скважинами, по которым изучен ее разрез. Толща несогласно перекрывает ниже-среднеюрские отложения, аскольдинскую свиту, площади ее развития ограничиваются контурами вулканоструктур, за пределами которых она быстро выклинивается. Толща сложена переслаивающимися аргиллитами и алевролитами, лавами, кластолавами и туфами базальтов, реже андезибазальтов и трахиандезибазальтов, туффитами, туфопесчаниками, реже риолитами и пепловыми туфами кислого состава. В алевролитах отмечаются лапилли и вулканические бомбы базальтов, пирит-сидеритовые конкреции. Для базальтов характерны высокие титанистость и железистость, низкая глиноземистость. Мощность 570–690 м. Органических остатков в породах не обнаружено, аптский возраст толщи принят по ее стратиграфическому положению между флористически охарактеризованными аскольдинской и уликсской свитами.

Предположительно с арылахской толщей связываются небольшие, не показанные на карте, субвулканические тела штокообразной формы андезибазальтов и трахиандезибазальтов, дайки риолитов, игнимбритов и автомагматических брекчий риолитов. В бассейне р. Ромен наблюдались жерловые некки игнимбритов риолитов.

По результатам химического анализа (табл. 2) вулканиты арылахского комплекса в целом относятся к нормальному ряду со щелочностью калиево-натриевого типа, но в составе комплекса отмечаются породы и умереннощелочного ряда. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 8) тренд комплекса близок к высококалийному позднеорогенному.

Уликская свита ( $K_{1ul}$ ) распространена по всему Балыгычано-Сугойскому прогибу, в северной части прогиба с угловым несогласием перекрывает юрские отложения, с размывом залегает на аскольдинской свите и без следов размыва — на арылахской толще. На правом берегу нижнего течения р. Балыгычан в подошве свиты располагается базальный горизонт (около 10 м) серых мелко-среднезернистых песчаников с линзами гравелитов и конгломератов. На юге, в стратотипической местности в основании свиты располагается маломощный слой дресвяников или паттумов. Сложена свита полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и линзами каменного угля в верхней части разреза. В северном направлении зернистость пород уменьшается до преобладания в ее составе темно-серых аргиллитов. Мощность изменяется от 400 до 1000 м. По присутствию ископаемой флоры, характеризующей сяляпский горизонт, возраст свиты считается аптским.

## Ветровой дацит-риолитовый комплекс

Комплекс выделяется только в субвулканической фации, покровных фаций пока не выявлено. Тела комплекса располагаются в северной части территории листа, в вулканической депрессии в Сугойском синклинии

и тяготеют к площади распространения верхнеюрской веринской свиты. Комплекс назван по горе Ветровая, где обнажаются крупные тела комплекса, достигающие площади выходов до 50–200 км<sup>2</sup>. Это этмолитообразные тела, штоки, вытянутые дайкообразные и сложной формы тела (0,5–18 км<sup>2</sup>), протяженные дайки афировых и порфировых риолитов ( $\lambda K_1vt$ ), гранит-порфиров ( $\gamma\pi K_1vt$ ), дацитов ( $\zeta K_1vt$ ). Тела комплекса рассекают верхнеюрские (кимериджские) отложения, в свою очередь рассекаются телами и дайками сиенит-порфиров раннемелового горбатовского комплекса. Радиологический возраст риолитов, определенный калий-аргоновым методом — 100–105 млн лет (рис. 8).

По данным химического анализа (табл. 2) породы ветрового комплекса относятся как к нормальному петрохимическому ряду, так и к умереннощелочному с калиево-натриевым типом щелочности. Несколько повышенная щелочность отражена на диаграмме Л. С. Бородина (рис. 8) расположением тренда комплекса между известково-щелочным и высококалиевым позднеорогенным трендами.

## Альбский ярус

### Омсулчанская СФО (2)

Галимовская свита ( $K_1gl$ ) распространена в Балыгычано-Сугойском прогибе, залегает согласно на уликской, сложена мелко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами, чередующимися со слоями аргиллитов, в нижней части разреза присутствуют прослой конгломератов, гравелитов, туфов риолитов и андезитов, линзы (до 0,5 м) пиритового, сидеритового и хлоритового состава. К нижней части приурочены также пласты (в количестве 15–18) каменного угля, половина из которых имеет промышленную (более 1,2 м, максимально до 21 м) мощность. Верхняя часть разреза характеризуется преобладанием алевролитов при подчиненной роли аргиллитов и песчаников с линзовидной и косою слоистостью, содержит линзы и пропластки каменного угля. Мощность варьирует в пределах 300–900 м. Ископаемые растительные остатки в породах свиты характеризуют буор-кемюсский горизонт нижнего–среднего альба.

Айгурская свита ( $K_1ag$ ) согласно наращивает разрез галимовской свиты, представлена обычно светло-серыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами с пачками (до 15 м) аргиллитов, линзами гравелитов и конгломератов в верхней части разреза. На севере, в Нягаинской мульде, в составе свиты преобладают алевролиты, чередующиеся с аргиллитами и прослоями песчаников. Мощность 650–1000 м. Собранные в породах ископаемые растительные остатки отвечают буор-кемюсскому горизонту, по стратиграфической позиции для свиты принят среднеальбский возраст.

Топтанская свита ( $K_1tp$ ) распространена на площади Дукатского горнорудного района, залегает согласно на айгурской свите. Отличается темной окраской неритмично переслаивающихся грубослоистых пород. Сложена черными массивными алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями (0,5–3,0 м) среднезернистых песчаников, с линзами

гравелитов. Мощность свиты в стратотипе 450–500 м, в бассейне руч. Решающий она возрастает до 1200 м. Многочисленные растительные остатки в породах принадлежат к палеофлористическому комплексу топтанской флоры. Возраст свиты устанавливается на уровне первой половины позднего альба.

Выше располагаются вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования (зоринская, каховская, надеждинская и шороховская свиты, джагынская толща), объединяющиеся в кэнскую серию.

Зоринская свита ( $K_1zr$ ) распространена только в стратотипической местности, в бассейне р. Омчикчан, залегает с размывом на айгурской свите, соотношение с нижележащей топтанской свитой не наблюдалось, на границе предполагается несогласие. Свита представлена конгломератами с галькой осадочных, интрузивных и эффузивных пород, в конгломератах прослой и линзы (2–3 м) туфопесчаников, туфогравелитов, алевролитов, пачки (10–50 м) туфов риолитов и туфов андезитов. В верхней части разреза отмечаются покровы роговообманковых андезитов и пироксеновых базальтов. Мощность достигает 1450 м. Собранные в прослоях туфопесчаников ископаемые растительные остатки относятся к арманской стратофлоре, возраст свиты принимается как позднеальбский.

### **Охотско-Чукотская СФО (3)**

Кирикская толща ( $K_1kr$ ) распространена на юго-западе территории листа, в бассейне р. Малтан, где с размывом перекрывает породы верхнеюрской—нижнемеловой момолтыкичской свиты. В опорном разрезе в бассейне руч. Кирик толща представлена переслаивающимися алевролитами, разнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с отдельными покровами андезитов и прослоями аргиллитов и туфов среднего состава. Отмечается изменение состава толщи по латерали, восточнее в бассейне р. Маякан в разрезе появляются, а иногда и преобладают туфы и игнимбриты умереннокислого состава с редкими покровами базальтов и андезитов, изредка наблюдаются маломощные прослой и линзы каменного угля. Мощность колеблется от 200 до 1100 м. Присутствующие в прослоях аргиллитов остатки ископаемой флоры в основном отвечают буор-кемюсскому горизонту, для толщи принят ранне-среднеальбский возраст.

### **Нанкалинский комплекс дацит-базальтовый**

Нанкалинская толща ( $K_1nn$ ) без видимого несогласия залегает на кирикской толще или несогласно перекрывает верхнеюрскую—нижнемеловую момолтыкичскую свиту. Толща образована плагиоклазовыми и пироксеновыми андезитами, андезибазальтами и их туфами, реже базальтами, сменяющимися в верхней части разреза игнимбритами и туфами латитов и дацитов с горизонтами песчаников и конгломератов. Мощность достигает 1460 м. Для толщи принимается альбский (средний альб?)

возраст на основании стратиграфического положения между ранне-среднеальбской кирикской толщей и альб-сеноманской арманской свитой, перекрывающей толщу согласно или с местным размывом.

*Субвулканические образования*, представленные редкими маломощными межпластовыми телами и дайками андезитов, микроаббродиоритов, базальтов и микроаббро, на карте не показаны из-за мелкого масштаба.

Вулканиты кирикской толщи и нанкалинского комплекса по химическому составу (табл. 2) относятся к нормальному ряду со щелочностью натриевого типа. Калиево-натриевый тип щелочности отмечается только по единичным анализам субвулканических пород нанкалинского комплекса. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 8) тренды вулканогенных пород близки к известково-щелочному ряду.

### **Парнинский вулканический комплекс**

Парнинская свита ( $K_{1pr}$ ) образует небольшие выходы в бассейне рек Угулан, Алика, где с резким угловым несогласием перекрывает средне-верхнеюрские отложения. В стратотипическом разрезе свита представлена переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, углистыми алевролитами с линзами туфов умереннокислого и среднего состава. Местами в разрезе отмечены покровы андезитов. Мощность свиты 100–700 м. В песчаниках собраны остатки листовой флоры арманского флористического комплекса, принимается позднеальбский возраст.

*Субвулканические образования парнинского комплекса* представлены мелкими изометричными штокообразными телами андезитов ( $\alpha K_{1pr}$ ).

### **НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ**

Нижне-верхнемеловые образования представлены подразделениями, охватывающими части альбского яруса нижнего мела и сеноманского яруса верхнего мела, они выделяются в Балыгычано-Сугойском прогибе и в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В прогибе выделяется каховский вулканический комплекс, в ОЧВП — арманский и близкий по возрасту таватумский вулканические комплексы.

### **Омсукчанская СФО (2)**

#### **Каховский комплекс риодацит-андезитовый**

Каховская свита ( $K_{1-2kh}$ ) распространена в южной части Балыгычано-Сугойского прогиба, залегает с угловым несогласием на отложениях триаса и юры, на нижнемеловых свитах прогиба. Соотношение каховской и нижележащей зоринской свит не вполне ясно, возможно, между ними существует стратиграфическое несогласие. Разрез сложен преимущественно афировыми и порфиоровыми двупироксеновыми и роговообманковыми андезитами, лавобрекчиями и туфами андезитов

при подчиненной роли андезибазальтов и базальтов, туфоконгломератов, туфопесчаников и туфоалевролитов. Местами в нижней части свиты присутствует значительная пачка (до 400 м) полимиктовых конглобрекций с прослоями черных алевролитов и игнимбригов риолитов. Верхняя часть свиты обычно представлена лавобрекчиями, игнимбригами и туфами дацитов, риодацитов с прослоями туфоалевролитов и туфопесчаников. Мощность изменяется от 400 до 1300 м. В туфопесчаниках обнаружена ископаемая флора, принадлежащая к арманскому горизонту. Радиологический возраст андезитов свиты, определенный калий-аргоновым методом, 80–94 млн лет. Возраст свиты принимается позднеальбским–раннесеноманским.

Совместно с покровами свиты иногда связаны субвулканические образования, представленные мелкими штоками, силлами и дайками андезибазальтов, андезитов, а также пространственно сближенные с выходами свиты тела автомагматических брекчий дацитов и риодацитов.

### **Охотско-Чукотская СФО (3)**

#### **Арманский комплекс андезитовый**

Арманская свита ( $K_{1-2ar}$ ) выделена Е. В. Войновой в 1937 г. [92] со стратотипом по р. Армань. Распространена на ограниченной площади на юго-западе территории листа, где с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на верхнеюрской иганджинской свите, в других случаях она с местным размывом перекрывает вулканы нанкалинской свиты. Свита сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, андезитами, туфами андезитов и дациандезитов. Юго-западнее территории листа в ее составе преобладают андезиты и андезибазальты, содержащие пласты и пачки терригенных и вулканогенно-терригенных пород различной мощности. В стратотипическом разрезе свита имеет линзовидно-слоистое строение, выделяются четыре пачки, из которых первая и третья сложены преимущественно терригенными породами, а вторая и четвертая — вулканогенно-терригенными; в других местах осадочные породы в той или иной мере фациально замещаются вулканиками. Мощность изменяется в широких пределах, в стратотипической местности она составляет 1450–1920 м. В породах присутствует большое количество ископаемых растений, принадлежащих к арманскому флористическому комплексу, возраст свиты принят позднеальб-раннесеноманским.

С арманской свитой ассоциируют редкие мелкие, не показанные на карте, субвулканические тела — штоки, силлы и дайки андезитов, диорит-порфиритов, базальтов. При крупномасштабном картировании выделялись неки, сложенные лавобрекчиями андезитов и андезибазальтов.

#### **Таватумский комплекс дацит-базальтовый**

Таватумская свита ( $K_2tv$ ) распространена в юго-восточной части территории листа, в бассейне р. Угулан. Свита с угловым и стратиграфиче-



ским несогласием перекрывает верхнетриасовые и юрские отложения, с небольшим местным несогласием залегает на породах парнинской свиты. Разрез сложен мелко-среднепорфировыми, реже миндалекаменными андезитами и их кластолавами при подчиненном значении базальтов, андезибазальтов, трахиандезитов, туфов среднего и умереннокислого состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, алевролитов, туфоконгломератов. Мощность колеблется от 100 до 760 м. Базальты и андезиты относятся к высокоглиноземистым породам калиево-натриевого типа нормального и умереннощелочного ряда с преобладанием натрия над калием. Комплекс ископаемой флоры, собранный в породах свиты в бассейне руч. Тэукич, характеризует арманский горизонт; не исключено, что нижняя часть свиты имеет позднеальбский возраст.

При детальном картировании на площадях развития таватумской свиты возможно выделение субвулканических и жерловых образований в виде мелких штоков, некков, силлов и даек андезитов, андезибазальтов и дацитов.

По данным химического анализа (табл. 3) породы ранне-позднемеловых вулканических комплексов — каховского, таватумского, арманского относятся к нормальному петрохимическому ряду со щелочностью в основном калиево-натриевого типа. Несколько повышенная натриевость отмечается в некоторых кислых вулканитах каховского и таватумского комплексов. На диаграмме Л. С. Бородин (рис. 10) тренд каховского комплекса соответствует известково-щелочному, тренды таватумского и арманского комплексов занимают промежуточное положение между известково-щелочным и высококалиевым позднеорогенным.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые вулканогенные образования распространены в пределах Балыгычано-Сугойского прогиба и в составе ОЧВП. Возраст их еще часто является предметом дискуссий; предполагается, что они сформированы в сеномане и в диапазоне турона—кампана.

### Сеноманский ярус

#### *Омсукчанская СФО (2)*

#### **Надеждинский комплекс риолитовый**

Надеждинская свита ( $K_2nd$ ) распространена в верховьях р. Джагын и на правом берегу нижнего течения р. Балыгычан. Свита располагается с угловым несогласием на нижнемеловых терригенных отложениях, с подстилающей каховской свитой соотносится со стратиграфическим несогласием; несогласно перекрывается вулканитами шороховской свиты. Надеждинская свита образована лавами и туфами риолитов с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов. Отмечаются значительные фациальные изменения, в бассейне р. Нягаин риолиты

## Химический состав пород ранне-позднемиловых вулканических комплексов

№ п.п.	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
<i>Каховская свита</i>															
<b>1</b>	5	55,58	0,99	17,84	2,84	4,32	—	0,17	3,17	6,31	2,88	1,67	0,26	3,13	99,16
<b>2</b>	8	59,90	0,85	17,12	2,05	4,03	—	0,14	2,14	4,69	3,47	2,17	0,23	2,64	99,43
<b>3</b>	2	65,83	0,76	15,65	1,19	2,77	—	0,14	1,12	2,77	3,52	3,14	0,17	2,48	99,54
<i>Каховский комплекс, субвулканические образования</i>															
<b>4</b>	3	55,91	0,99	18,15	2,30	4,80	—	0,12	3,19	6,35	3,17	1,49	0,28	2,59	99,34
<b>5</b>	3	61,46	0,87	16,67	0,94	4,67	—	0,12	2,11	3,05	3,42	2,22	0,30	3,75	99,58
<b>6</b>	1	65,19	0,54	16,04	1,63	3,29	—	0,07	2,14	3,22	3,15	2,91	0,15	1,69	100,02
<b>7</b>	1	73,83	0,15	15,04	0,61	0,78	—	0,12	0,38	0,89	3,19	3,60	0,02	1,37	99,98
<i>Таватумская свита</i>															
<b>8</b>	2	52,01	1,17	18,66	1,99	6,83	—	0,21	2,96	7,91	3,54	1,34	0,22	2,94	99,78
<b>9</b>	2	55,11	0,81	19,13	2,14	5,09	—	0,16	2,63	5,99	3,17	1,05	0,15	4,07	99,50
<b>10</b>	8	61,02	0,75	17,73	2,02	3,63	—	0,13	1,87	3,34	3,73	2,10	0,22	3,20	99,74
<b>11</b>	3	64,80	0,73	15,54	—	—	4,75	0,08	1,37	2,54	3,59	3,23	0,24	2,53	99,40
<i>Таватумский комплекс, субвулканические образования</i>															
<b>12</b>	2	55,24	1,01	16,79	3,09	5,07	—	0,16	2,86	5,65	3,66	1,54	0,29	4,17	99,53
<b>13</b>	1	58,57	0,87	17,99	3,63	3,86	—	0,06	2,79	5,86	3,27	2,07	0,30	1,20	100,47
<b>14</b>	3	65,93	0,34	16,49	1,28	1,73	—	0,05	1,01	2,54	4,44	2,65	0,26	2,54	99,26

Арманская свита															
Арманский комплекс, субвулканические образования															
15	3	55,93	0,91	18,68	3,49	3,92	—	0,10	2,32	5,81	3,81	1,66	0,39	2,77	99,79
16	1	58,37	0,55	18,44	3,76	1,87	—	0,15	2,12	5,18	4,45	1,55	0,32	2,96	99,72
17	1	54,45	0,95	20,52	2,86	3,81	—	0,13	2,27	6,42	3,45	1,90	0,30	1,97	99,03

1 — андезибазальты, 2 — андезиты, 3 — дацит, игнимбриг дацитов, 4 — андезибазальты, 5 — андезиты, 6 — дацит, 7 — риолит, 8 — лейкобазальты, 9 — андезибазальты, 10 — андезиты, 11 — дациты, 12 — андезибазальты, 13 — андезит, 14 — дациты, 15 — андезибазальты, 16 — андезит, 17 — андезибазальт; 1—7 по [170]; 8—14 по [128, 170]; 15—17 по [120, 179].

к периферии вулканоструктуры почти полностью замещаются туффитами и туфопесчаниками. Мощность изменяется от 240 до 400 м. В туфоалевролитах свиты в истоках руч. Прав. Брекчия собраны растительные остатки сеноманского возраста.

Субвулканические образования комплекса представлены штоками, силлами, этмолитами и дайками риолотов, игнимбригов и автомагматических брекчий риолитов ( $\lambda K_2nd$ ). Размеры выходов тел на поверхность достигают 50 км<sup>2</sup>, сближенные силлы образуют плитообразные залежи мощностью от 70 до 450 м, дайки игнимбригов мощностью 10–30 м достигают протяженности в 10 км.

### Охотско-Чукотская СФО (3)

#### Нараулийский дацит-базальтовый комплекс

Нараульская свита ( $K_2nr$ ) распространена в основном за пределами площади листа, на территории образует небольшие выходы в бассейне р. Малтан и на правом берегу р. Тахтояма. Свита с несогласием перекрывает породы кирикской свиты, сложена порфиоровыми, миндалекаменными пироксен-плагиоклазовыми андезитами, андезибазальтами, базальтами с прослоями туфов и игнимбригов дацитов, риодацитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов. Мощность 430–450 м. Сеноманский возраст свиты основывается на сборах на правом берегу р. Прав. Яна растительных остатков аркагалинского горизонта. В последнее время появились изотопные данные:  $91 \pm 2,7$  млн лет (уран-свинцовый метод [4]) и  $85,5 \pm 1,3$  млн лет (аргон-аргоновый метод [119]), определяющие несколько более молодой возраст.

Изредка с покровами пространственно связаны субвулканические тела, представленные небольшими (менее 1 км<sup>2</sup>) трещинными телами и штоками андезитов и дацитов, а также жерловые неки лавобрекчий андезитов.

### **Хольчанский комплекс риолит-дацитовый**

Хольчанская свита ( $K_2hl$ ) залегает со стратиграфическим несогласием на нараулийской, сложена кристаллокластическими и порфирокластическими игнимбритами риодацитов, риолитов, дацитов с прослоями туфов риолитов, туфов дацитов, алевролитов, туфопесчаников, туфоконгломератов. Мощность изменяется от 100 до 800 м. В алевролитах и туфопесчаниках собраны растительные остатки аркагалинского горизонта, соответственно предполагается сеноманский возраст. Радиологический возраст пород свиты, определенный уран-свинцовым методом —  $81,9 \pm 1,4$  млн лет и  $87,8 \pm 1,2$  млн лет [4].

*Экструзивные, жерловые и субвулканические тела хольчанского комплекса* среди и вблизи покровов свиты представлены экструзивными куполами, некками, трещинными телами, иногда крупными (до 200 км<sup>2</sup>) лакколитами, штоками и дайками риолитов и игнимбритов *риолитов* ( $\lambda K_2hl$ ), *дацитов* ( $\zeta K_2hl$ ). Тела прорывают покровы хольчанской свиты, а сами рассекаются дайками андезитов улынского комплекса, перекрываются игнимбритами риолитов ольской свиты.

### **Юмской комплекс риодацитовый**

Юмская свита ( $K_2jum$ ) распространена в бассейне р. Угулан, залегает с угловым несогласием на триасовых и юрских отложениях, со стратиграфическим несогласием на таватумской свите. Свита образована туфами и игнимбритами риолитов, риодацитов с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов, присутствуют андезиты. По химическому составу породы относятся к семействам риолитов и риодацитов нормального и умереннощелочного ряда калиево-натриевого типа. Мощность 500–800 м. В туфоалевролитах свиты собраны ископаемые растительные остатки, свойственные растительности переходного этапа между арманским и аркагалинским горизонтами. С учетом стратиграфического положения возраст свиты принимается сеноманским. По времени формирования и петрографическому составу сопоставляется с хольчанской свитой.

*Субвулканические, экструзивные и жерловые образования юмского комплекса* распространены вблизи ареала покровов юмской свиты. Они представлены штоками, лакколитами, силлами (до 100 км<sup>2</sup>), куполами и неками риолитов и игнимбритов *риолитов* ( $\lambda K_2jum$ ).

Кислые вулканические надеждинского, хольчанского и юмского вулканических комплексов по данным химического анализа (табл. 4) относятся к нормальному петрохимическому ряду. Породы надеждинского и юмского комплексов имеют калиево-натриевый тип щелочности, а хольчанского —

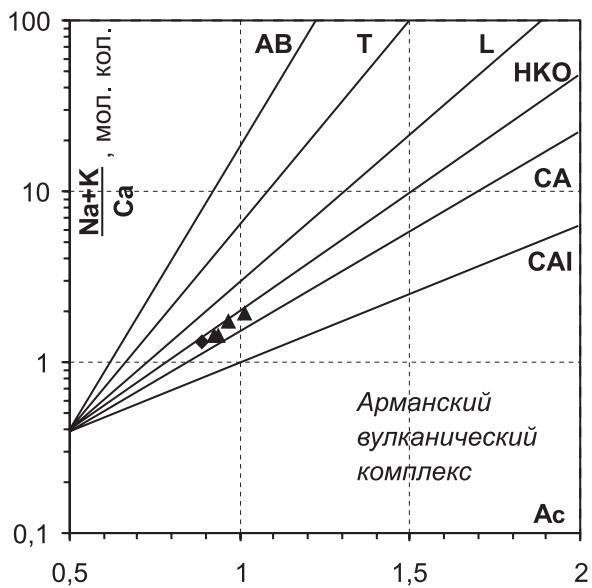
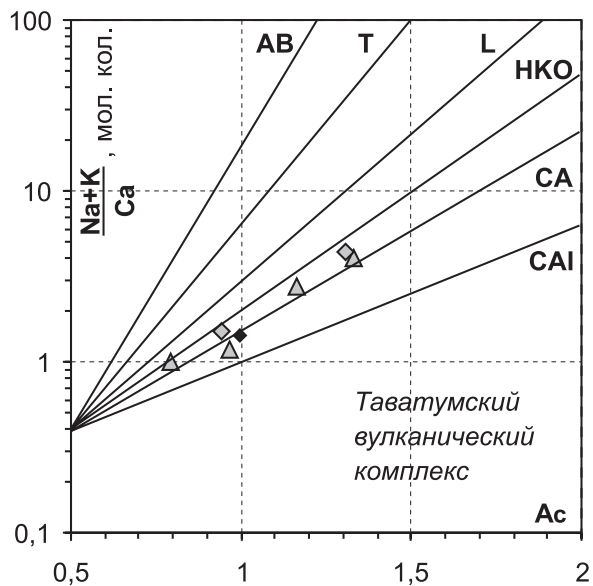
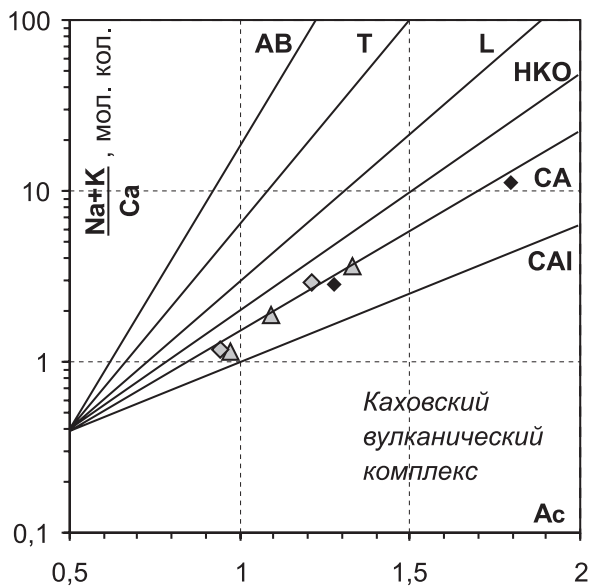


Рис. 10. Диаграммы Ас — (Na+K)/Са для пород  
 ранне-позднемерловых вулканических комплексов.  
 Условные обозначения — см. рис. 6.

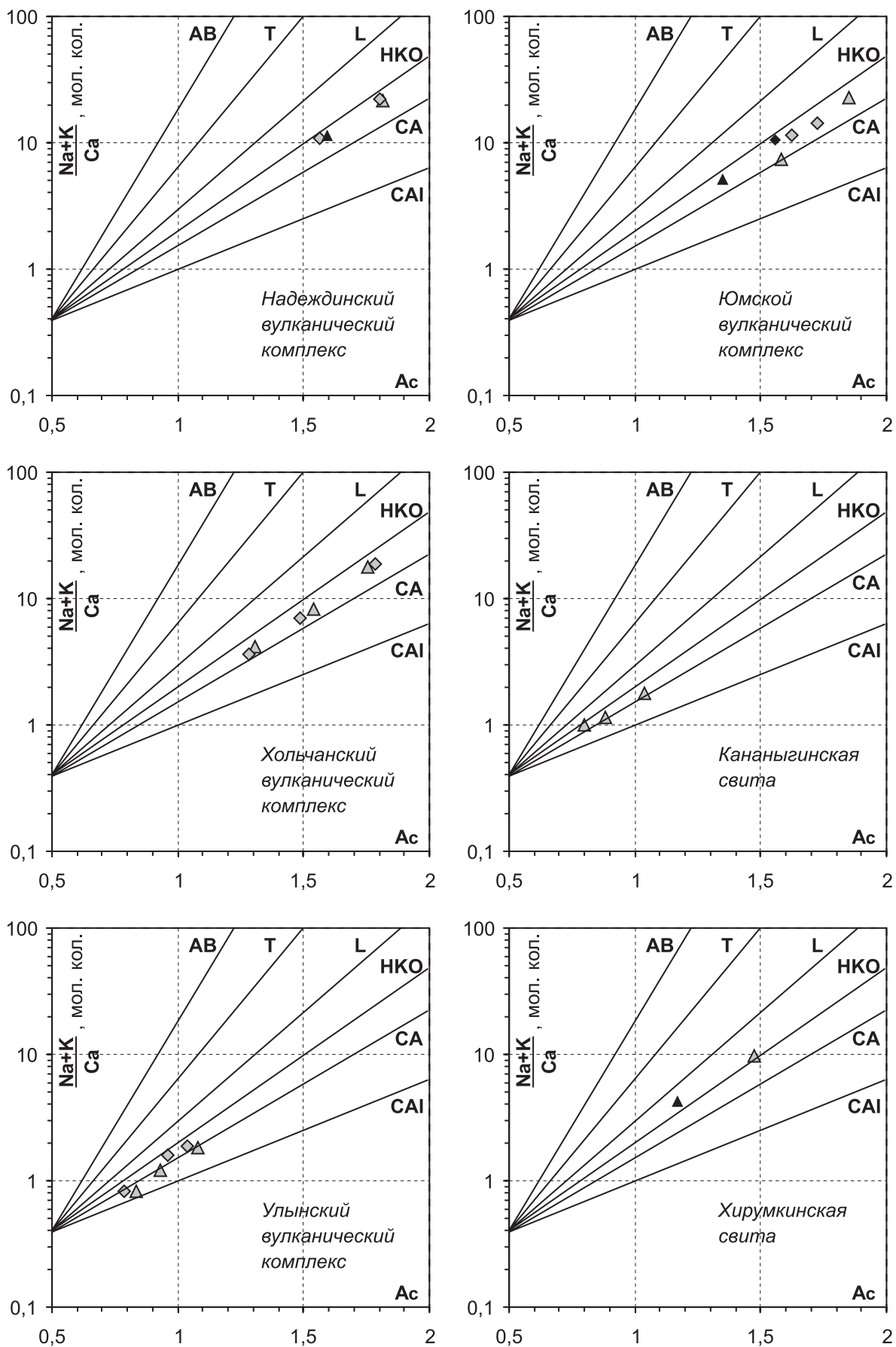


Рис. 11. Диаграммы  $A_c - (Na+K)/Ca$  для пород позднемеловых и неогенового вулканических комплексов. Условные обозначения — см. рис. 6.

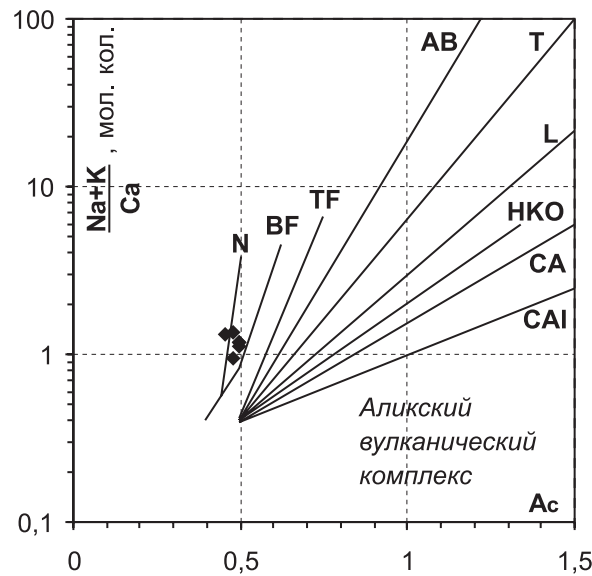
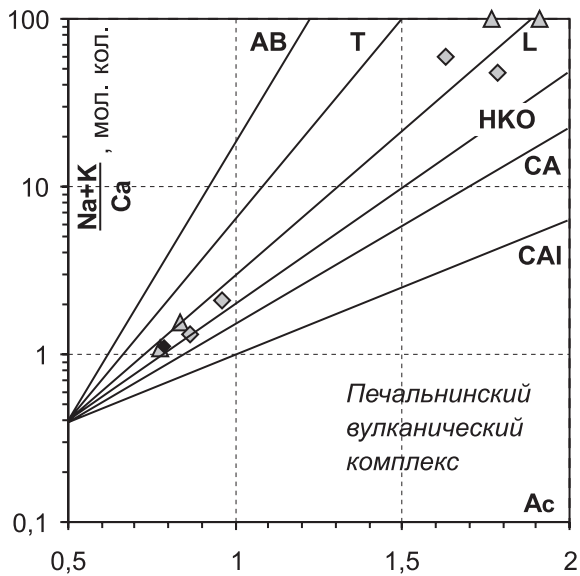
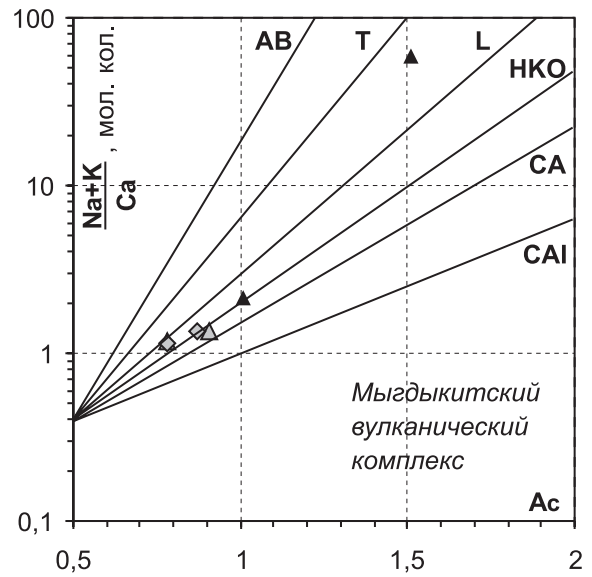
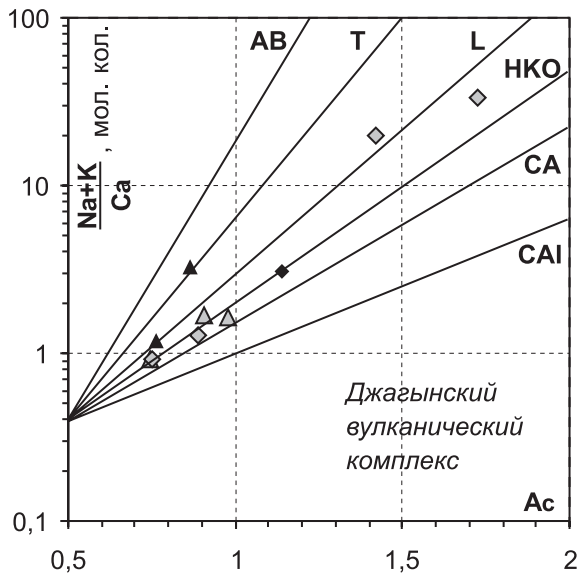
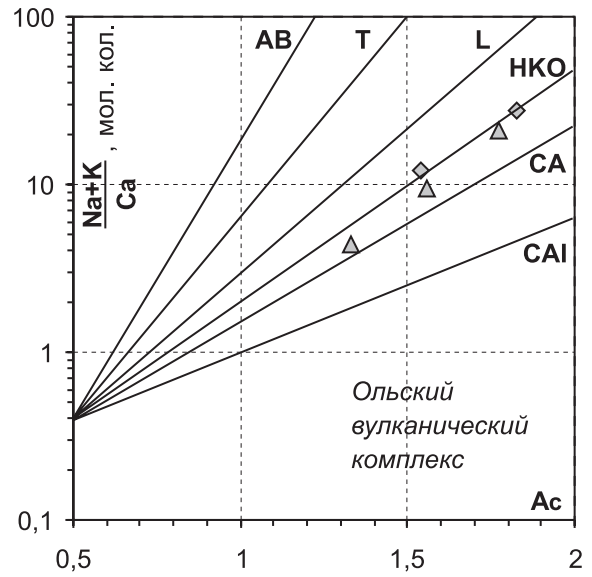
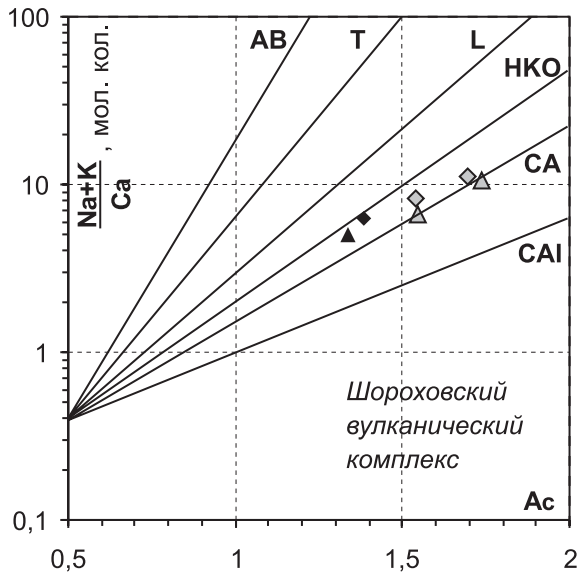


Рис. 11. Окончание.

натриевый. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 11) тренды комплексов занимают промежуточное положение между известково-щелочным и высококалиевым трендами, к последнему наиболее близки составы пород надеждинского комплекса.

### **Туронский—кампанский ярусы** **Охотско-Чукотская СФО (3)** **Улынский комплекс андезит-базальтовый**

Улынская свита ( $K_2ul$ ) распространена в юго-западной части территории, в бассейне р. Малтан, залегает с угловым несогласием на юрских отложениях, со стратиграфическим несогласием и перерывом разной продолжительности на меловых вулканитах и чаще на подстилающей хольчанской свите. Свита сложена мелкопорфировыми, афировыми и миндалекаменными двупироксеновыми андезитами, андезибазальтами, базальтами, туфами андезитов с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов. Мощность изменяется от 200 до 900 м. В породах найдены ископаемые растительные остатки, среди которых присутствуют туронские виды; с учетом стратиграфического положения возраст свиты принимается сеноман-туронским.

*Экструзивные, жерловые и субвулканические образования улынского андезит-базальтового комплекса* представлены экструзивными куполами, некками, а также более крупными (до 10 км<sup>2</sup>) силлами, лакколитами и штоками андезитов ( $\alpha K_2ul$ ). Встречаются также не выраженные в масштабе карты трещинные тела и дайки андезитов, андезибазальтов, базальтов, лавобрекчий андезитов и дациандезитов.

### **Хирумкинский комплекс дацитовый**

Хирумкинская толща ( $K_2hr$ ) выделена на небольших участках в бассейне р. Малтан и на левобережье р. Тахтояма, залегает со стратиграфическим несогласием на улынской свите. Толща сложена пестроокрашенными игнимбритами и туфами дацитов с прослоями туфов дациандезитов, туфов риолитов, туфопесчаников, алевролитов. Видимая мощность 150 м. В алевролитах и туфах дацитов собраны растительные остатки, возможно, туронского времени; в соответствии со стратиграфическим положением принимается сеноман-туронский возраст толщи.

С покровами толщи южнее территории листа связаны мелкие субвулканические трещинные тела и дайки дацитов и риодацитов.

По единичным химическим анализам (табл. 4) вулканогенные породы хирумкинской свиты относятся к нормальному и умереннощелочному рядам со щелочностью натриевого типа. Несколько повышенная щелочность на диаграмме Л. С. Бородина (рис. 11) отражена положением тренда, соответствующего высококалиевому позднеорогенному.

Чинганджинская свита ( $K_2čn$ ) выделяется на небольшом участке в юго-восточной части территории листа, в бассейне р. Угулан,





<i>Хольчанский комплекс, субвулканические образования</i>															
<b>14</b>	20	65,79	0,64	15,97	1,65	2,84	—	0,09	1,26	2,94	4,06	2,73	0,20	1,13	99,30
<b>15</b>	41	70,56	0,35	14,63	1,13	2,21	—	0,08	0,73	1,63	4,27	3,12	0,08	0,81	99,60
<b>16</b>	41	75,06	0,16	13,24	0,72	1,23	—	0,04	0,29	0,61	3,79	3,78	0,03	0,86	99,81
<i>Кананыгинская свита</i>															
<b>17</b>	4	51,15	1,21	18,89	4,45	4,34	—	0,14	4,30	7,60	3,70	0,89	0,39	3,00	100,06
<b>18</b>	3	53,94	1,06	18,21	4,79	3,91	—	0,21	2,85	7,02	3,66	1,26	0,22	2,38	99,51
<b>19</b>	7	58,57	0,82	18,44	4,02	2,58	—	0,09	2,32	4,99	3,71	1,84	0,24	2,29	99,91
<i>Улынская свита</i>															
<b>20</b>	2	52,76	1,40	18,12	5,60	2,67	—	0,74	4,45	8,14	2,90	1,29	0,26	2,22	100,55
<b>21</b>	6	55,73	1,15	17,81	5,35	3,20	—	0,21	2,71	6,81	3,54	1,47	0,21	2,07	100,26
<b>22</b>	24	59,84	0,74	17,67	3,04	3,38	—	0,14	2,27	4,81	3,51	2,00	0,27	2,36	100,04
<i>Улынский комплекс, субвулканические образования</i>															
<b>23</b>	4	50,51	1,47	16,82	—	—	10,32	0,18	5,28	8,68	3,33	0,98	0,52	2,37	100,46
<b>24</b>	2	55,83	1,21	19,32	—	—	7,39	0,11	3,05	5,28	3,77	1,38	0,33	2,71	100,38
<b>25</b>	5	58,29	0,94	16,99	4,23	3,40	—	0,13	2,54	4,87	3,55	2,28	0,22	2,46	99,90

**1** — игнимбриты риодацитов, **2** — риолиты, игнимбриты риолитов, **3** — риодациты, **4** — риолит, **5** — игнимбриты дацитов, **6** — риодациты, игнимбриты риодацитов, **7** — риолиты, игнимбриты риолитов, **8** — дациты, **9** — риодациты, **10** — риолиты, трахириолиты, **11** — игнимбриты дацитов, дациты, **12** — игнимбриты риодацитов,

туфы риодацитов, риодациты, **13** — игнимбриты риолитов, туфы риолитов, риолиты, **14** — дациты, **15** — риодациты, гранит-порфиры, **16** — риолиты, **17** — базальты, **18** — андезибазальты, **19** — андезиты, **20** — базальты, **21** — андезибазальты, **22** — андезиты, **23** — базальты, **24** — андезибазальты, **25** — андезиты.



Джагынская свита																
<b>39</b>	11	50,31	1,30	18,72	2,96	6,31	—	0,20	4,46	8,20	3,41	1,16	0,31	2,21	99,54	
<b>40</b>	1	48,79	1,46	18,70	2,90	7,11	—	0,56	6,45	5,05	1,20	3,20	0,36	3,71	99,49	
<b>41</b>	5	54,91	1,09	18,00	2,72	4,58	—	0,15	2,65	5,77	3,80	2,33	0,31	3,55	99,85	
<b>42</b>	1	54,68	0,84	17,20	2,90	4,38	—	0,20	2,92	3,51	0,66	8,60	0,26	3,02	99,17	
<b>43</b>	2	57,75	0,87	18,12	2,79	3,67	—	0,15	2,53	5,59	3,40	2,46	0,23	2,06	99,62	
<i>Джагынский комплекс, субвулканические образования</i>																
<b>44</b>	28	49,25	1,57	17,08	4,18	5,26	—	0,22	4,98	7,78	3,11	1,36	0,49	4,29	99,57	
<b>45</b>	7	54,41	1,24	16,79	4,08	4,46	—	0,15	3,19	6,69	3,47	1,83	0,40	2,51	99,22	
<b>46</b>	1	59,70	0,99	15,40	6,95	1,90	—	0,23	1,18	3,36	4,02	2,60	0,33	3,45	100,11	
<b>47</b>	2	69,62	0,14	15,30	0,71	1,33	—	0,04	0,26	0,67	5,02	3,68	0,07	3,28	100,12	
<b>48</b>	3	75,14	0,15	13,26	0,90	1,08	—	0,04	0,41	0,36	3,80	4,32	0,07	0,69	100,22	
Мыгдыкитская свита																
<b>49</b>	8	51,42	1,87	16,52	5,13	5,28	—	0,11	4,34	7,19	3,62	1,60	0,70	2,12	99,90	
<b>50</b>	5	54,25	1,50	17,06	5,24	3,30	—	0,12	3,75	6,08	3,08	2,13	0,73	3,14	100,38	
<b>51</b>	1	58,91	1,21	17,57	3,67	3,74	—	0,22	2,06	4,63	3,46	3,12	0,43	1,50	100,52	
<b>52</b>	1	72,22	0,01	14,66	1,35	0,85	—	0,02	0,36	0,22	2,70	7,01	0,01	1,05	100,46	

**26** — дациандезит, **27** — трахириодацит, игнимбриты риодацитов, **28** — дацит, **29** — игнимбриты риодацитов, туфы риодацитов, риодациты, **30** — игнимбриты риолитов, **31** — дацит, **32** — риодациты, трахириодациты, **33** — риолиты, **34** — дациты, игнимбриты дацитов, **35** — игнимбриты риодацитов и трахириодацитов, туфы риодацитов, риодациты, **36** — риолиты, трахириолиты, игнимбриты риолитов и трахириолитов, туфы риолитов, **37** — риодациты, трахириодациты, субщелочные двуполевошпатовые гранит-порфи-

ры, гранит-порфиры, **38** — риолиты, трахириолиты, **39** — базальты, трахибазальты, **40** — абсарокит, **41** — трахиандезибазальты, **42** — трахит, **43** — трахиандезит, андезит, **44** — базальты, трахибазальты, эссекситы, **45** — андезибазальты, трахиандезибазальты, **46** — трахиандезит, **47** — риодациты, трахириодациты, **48** — трахириолиты, риолит, **49** — базальты, трахибазальты, **50** — трахиандезибазальты, андезибазальты, **51** — трахиандезит, **52** — трахириодацит.

№ п. п.	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
<i>Мыгдыкитский комплекс, субвулканические образования</i>															
<b>53</b>	13	51,16	1,44	16,95	3,47	5,68	—	0,15	4,92	7,10	3,41	1,72	0,44	3,31	99,75
<b>54</b>	6	54,60	1,09	16,51	2,54	6,18	—	0,11	4,30	6,28	3,50	1,72	0,33	2,41	99,57
<i>Печальнинская толща</i>															
<b>55</b>	5	50,82	1,98	16,37	6,43	3,56	—	0,13	4,36	7,77	3,44	1,77	0,81	2,15	99,59
<b>56</b>	3	54,02	1,63	16,50	3,91	4,96	—	0,13	4,06	6,32	3,84	2,33	0,51	2,20	100,41
<b>57</b>	2	76,63	0,15	11,60	2,20	0,29	—	0,01	0,08	0,08	3,60	4,49	0,01	0,87	100,01
<b>58</b>	4	74,49	0,17	10,15	3,75	1,77	—	0,05	0,10	0,11	4,01	4,28	0,01	1,02	99,91
<i>Печальнинский комплекс, субвулканические и экструзивные образования</i>															
<b>59</b>	1	51,16	1,50	16,71	5,49	3,17	—	0,18	4,70	7,46	3,25	2,00	0,29	3,73	99,64
<b>60</b>	4	54,08	1,37	15,96	4,13	3,78	—	0,15	3,28	7,07	3,51	2,53	0,43	3,36	99,65
<b>61</b>	3	57,76	1,11	16,55	4,31	2,19	—	0,09	2,66	5,13	3,88	3,18	0,27	2,62	99,75
<b>62</b>	4	72,82	0,20	10,08	3,47	2,82	—	0,08	0,25	0,22	4,40	4,07	0,02	0,82	99,25
<b>63</b>	7	74,35	0,19	9,79	3,70	1,70	—	0,07	0,21	0,25	3,86	4,24	0,02	1,16	99,54
<i>Аликский комплекс, субвулканические образования</i>															
<b>64</b>	6	41,36	2,71	12,79	—	—	12,58	0,17	11,06	9,36	4,25	2,84	1,42	1,76	100,30

**53** — трахибазальты, базальты, долериты, габбро-порфириты, **54** — андезибазальты, трахиандезибазальты, **55** — трахибазальты, **56** — трахиандезибазальты, **57** — щелочнополевошпатовые трахириолиты, **58** — комендиты, **59** — трахибазальт, **60** — трахиандезибазальты, **61** — лагит, монцодиорит-порфириты, **62** — щелочные гранит-порфиры, **63** — щелочные лейкограниты, комендиты, **64** — оливинные меланефелиниты;

**1–4** по [44, 170]; **5–10** по [129, 170, 189, 194]; **11–16** по [124, 125, 126, 154, 155, 176, 180, 196, 202, 206, 221]; **17–19** по [170, 190, 194]; **20–25** по [60, 124, 126, 155, 168, 208, 221]; **26–27** по [144, 155]; **28–33** по [170]; **34–38** по [60, 120, 123, 124, 125, 144, 154, 159, 185, 196, 202, 206, 208, 221]; **39–48** по [131, 170]; **49–54** по [60, 120, 141, 155, 222]; **55–63** по [30, 67, 143, 159, 162]; 64 по [189, 190, 194].

залегает с несогласием на таватумской свите, в других районах — с угловым несогласием на юрских отложениях и со стратиграфическим несогласием на юмской свите. Свита образована переслаивающимися туфоконгломератами, туфопесчаниками, алевролитами, туфами андезитов, дацитов, углисто-глинистыми сланцами с прослоями каменного угля. Видимая мощность 200 м, а общие колебания мощности свиты ограничены пределами 100–500 м. В породах свиты содержатся многочисленные ископаемые растительные остатки, комплекс которых носит название чинганджинской палеофлоры, которая характеризует растительность переходного этапа между аркагалинским (верхний сеноман) и гребенкинским (турон) горизонтами. Возраст чинганджинской свиты принят сеноман-туронским.

### **Кананыгинский комплекс андезит-базальтовый**

Кананыгинская свита ( $K_2kn$ ) обнажается на небольших участках на юго-востоке территории листа, в бассейне р. Угулан, со стратиграфическим несогласием перекрывает риолиты юмской свиты и с более существенным — более древние образования. Свита представлена лавами и туфами базальтов, андезибазальтов, андезитов с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов, туфов риодацитов и дацитов. Мощность 300–600 м. В туфоалевролитах свиты собраны многочисленные растительные остатки, представляющие чинганджинскую палеофлору; возраст кананыгинской свиты принимается сеноман-туронским.

С покровами свиты ассоциируют мелкие, не выраженные в масштабе карты, жерловые неки андезитов и лавобрекчий андезитов, субвулканические штоки и дайки андезитов и базальтов.

По химическому составу (табл. 4) вулканы улынского и кананыгинского комплексов относятся к нормальному ряду со щелочностью калиево-натриевого типа. Тренды комплексов на диаграмме Л. С. Бородин (рис. 11) соответствуют известково-щелочному (коровому орогенному) тренду.

### **Омсукачанская СФО (2)**

#### **Шороховский комплекс риодацитовый**

Шороховская свита ( $K_2\check{sr}$ ) распространена вдоль западного края Балыгычано-Сугойского прогиба, слагая Кэнскую лавовую полосу. Залегает с угловым несогласием на триасовых, юрских и нижнемеловых отложениях, на вулканиках каховской и надеждинской свит. В основании располагается пачка (около 70 м) туфов риодацитов с пластом (1 м) черных алевролитов в подошве, основной объем свиты составляют кристаллокластические и литокристаллокластические игнимбриты риодацитов. Мощность изменяется в пределах 600–900 м. Растительных остатков в породах свиты не обнаружено. Радиологический возраст игнимбритов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 76–83 млн лет. По

стратиграфическому положению между подстилающей сеноманской надеждинской свитой и перекрывающей джагынской толщей возраст шороховской свиты принимается сеноман-туронским.

*Экструзивные, жерловые и субвулканические образования шороховского комплекса* представлены куполами, некками, а также малыми и большими (до 300 км<sup>2</sup>) субвулканическими массивами, штоками, силлами, лакколитами, этмолитами и дайками риолитов, невадитовых риолитов и автомагматических брекчий риолитов ( $\lambda K_2\delta r$ ) и риодацитов ( $\lambda \zeta K_2\delta r$ ).

### **Охотско-Чукотская СФО (3)**

#### **Ольский комплекс риолит-риодацитовый**

Ольская свита ( $K_2ol$ ) довольно широко распространена на юго-востоке территории листа, слагая обширные поля, как например Ольское плато в стратотипической местности свиты. Свита с угловым несогласием перекрывает разновозрастные (триасовые, юрские и нижнемеловые) отложения, в бассейне р. Ирэганджа на подстилающей хольчанской свите залегает с размывом, с базальным горизонтом валунных и галечных туфоконгломератов в основании. В большинстве случаев устанавливается двучленное строение разреза свиты: в нижней части преобладают кристаллокластические игнимбриты риолитов и риодацитов с туфоконгломератами и туфами риолитов в основании; в верхней части располагаются литокристаллокластические туфы риолитов и риодацитов, игнимбриты и лавы риолитов, прослой туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность свиты достигает 1800 м, обычно в пределах 500–1000 м. В туфоалевролитах свиты собраны ископаемые растительные остатки, среди которых присутствуют виды туронского времени; кроме того, в туфах риолитов нижней части свиты собраны отпечатки насекомых из отряда равнокрылых, клопов, жуков, паукообразных и перепончатокрылых, характерных для позднемеловой эпохи. Радиологический возраст пород свиты, определенный уран-свинцовым ( $85 \pm 1,6$  млн лет) и аргон-аргоновым (61–83 млн лет) [4] методами, позволяет предполагать сантонский возраст.

*Экструзивные, жерловые и субвулканические образования ольского комплекса* представлены экструзивными куполами, жерловыми некками, мелкими и крупными (до 100 км<sup>2</sup>) субвулканическими штоками, лакколитами, силлами, трещинными телами и дайками афировых, порфирировых и невадитовых риолитов, игнимбритов и автомагматических брекчий риолитов ( $\lambda K_2ol$ ), дайками гранит-порфиров ( $\gamma \pi K_2ol$ ).

По данным химического анализа (табл. 4) вулканы шороховской и ольской свит относятся к нормальному и умереннощелочному рядам со щелочностью калиево-натриевого типа. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 11) тренды комплексов занимают промежуточное положение между известково-щелочным и высококалиевым. Но если тренд шороховского комплекса ближе к известково-щелочному, то тренд ольского почти совпадает с высококалиевым.

## Омсукчанская СФО (2)

### Джагынский комплекс трахириолит-трахибазальтовый

Джагынская толща ( $K_2d\check{z}$ ) обнажена на небольшом участке в бассейне р. Каховка, на северном окончании Кэнской лавовой полосы, без видимого несогласия залегает на игнимбритах шороховской свиты. Толща сложена трахибазальтами, базальтами, андезибазальтами с прослоями псаммитовых литокластических туфов андезибазальтов с растительным детритом. Мощность 200 м. По стратиграфическому положению возраст толщи принимается кампанским.

Субвулканические образования джагынского комплекса представлены мелкими штоками и большей частью дайками трахибазальтов ( $\tau\beta K_2d\check{z}$ ) и трахириолитов ( $\tau\lambda K_2d\check{z}$ ). Дайки джагынского комплекса в пределах всей Кэнской лавовой полосы группируются в пояса северо-восточного и субширотного простирания протяженностью до 15 км при ширине 1–5 км. Радиологический возраст трахибазальтов, определенный калий-аргоновым методом, составляет 75–79 млн лет (рис. 8).

## Охотско-Чукотская СФО (3)

### Печальнинский комплекс трахибазальт-трахириолитовый

Печальнинская толща ( $K_2p\check{c}$ ) обнажается на очень ограниченных участках на левобережье р. Среднекан, залегает с угловым несогласием на триасовых и юрских отложениях. Толща сложена переслаивающимися песчаниками с растительными остатками, гравелитами с линзами конгломератов, оливинными базальтами с прослоями кластолав и туфов базальтов, риолитами, туфами и туфобрекчиями риолитов, комендитами. Песчаники и гравелиты образуют пачку (30–40 м) в основании толщи, выше располагаются базальты (10–70 м), которые перекрываются лавами и туфами риолитов. Мощность толщи 200 м.

Радиологический возраст пород, определенный калий-аргоновым методом 20 образцов пород, дал широкий разброс дат, большинство которых находится в пределах 76–88 млн лет. Рубидий-стронциевая изохрона по пяти образцам определила дату в  $79,9 \pm 4,8$  млн лет. Изотопный анализ комендита уран-свинцовым методом выявил различные, в том числе и очень древние даты, самая молодая из которых равняется  $92 \pm 3,1$  млн лет. Позднемеловой (кампанский) возраст печальнинской толщи принимается на основании сопоставления ее с близкой по составу мыгдыкитской свитой.

Субвулканические и жерловые образования печальнинского комплекса представлены некками, субвулканическими штоками трахириолитов ( $\tau\lambda K_2p\check{c}$ ), дайками трахибазальтов ( $\tau\beta K_2p\check{c}$ ) и комендитов ( $\Gamma\lambda K_2p\check{c}$ ). Эти образования пересекают триасовые и юрские отложения, породы печальнинской толщи и позднемеловые лейкограниты Верхнеоротуканского массива.

Первомайская свита ( $K_2pv$ ) распространена на небольшой площади в бассейне руч. Гипотетический, залегает с угловым несогласием



на триасовых и юрских отложениях и с размывом на вулканитах ольской свиты. Сложена в нижней части конгломератами, сменяющимися выше гравелитами, туфопесчаниками, аргиллитами, содержащими маломощные пласты каменного угля и переслаивающимися с туфами риолитов. Мощность 50–120 м. В породах свиты присутствуют остатки поздне-меловой и сеноман-туронской флоры, в углистых аргиллитах выделена пыльца голосеменных и споры папоротникообразных, которые известны из верхов верхнего мела. Возраст свиты принимается в пределах турона–сантона.

### Мыгдыкитский андезит-базальтовый комплекс

Мыгдыкитская свита ( $K_2mg$ ) распространена на юго-западе территории листа, где образует вулканическое плато в бассейнах рек Ола, Хета площадью до 400 км<sup>2</sup>. На подстилающей первомайской свите залегает согласно, на ольской — со стратиграфическим несогласием и размывом; в основании наблюдались линзы конгломератов, сложенные продуктами разрушения игнимбригов ольской свиты.

Мыгдыкитская свита представлена оливиновыми, оливин-пироксеновыми, пироксеновыми и двупироксеновыми базальтами, андезибазальтами, реже гиперстеновыми андезитами, туфами андезитов и базальтов. В составе свиты в разных частях разреза могут присутствовать также прослойки игнимбригов и туфов кислого состава, кремнистых туфов, опоквидных пород. Мощность свиты обычно варьирует в пределах 200–600 м, макимальная до 1200 м. Лавы базальтов миндалекаменные с халцедоновыми и агатовыми миндалинами, пористые, шлаковые; по химическому составу относятся к высокоглиноземистым породам нормального и умереннощелочного ряда калиево-натриевого типа. Растительные остатки из пород свиты имеют поздне-меловой возраст. Радиологический возраст, определенный уран-свинцовым ( $76,8 \pm 1,3$  млн лет) и аргон-аргоновым (74–78 млн лет) методами, предполагает отнесение свиты к кампану.

*Экструзивные, жерловые и субвулканические образования мыгдыкитского андезит-базальтового комплекса* представлены мелкими телами базальтов ( $\beta K_2mg$ ), а также не показанными на карте из-за мелкого масштаба телами андезибазальтов, андезитов. Местами, как например в верховьях р. Ола, имеются единичные дайки комендитов ( $TlK_2mg$ ) и более редкие дайки трахириолитов и риолитов. Радиологический возраст одной из даек комендитов из верховьев р. Ола, определенный уран-свинцовым методом —  $76,8 \pm 1,3$  млн лет.

Вулканы джагынского, печальнинского и мыгдыкитского комплексов по химическому составу (табл. 4) относятся в основном к породам умереннощелочного ряда, с некоторыми отклонениями как в сторону известково-щелочного, так и щелочного рядов. Тип щелочности пород калиево-натриевый. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 10) тренды комплексов соответствуют латитовым. Щелочные кислые породы печальнинского

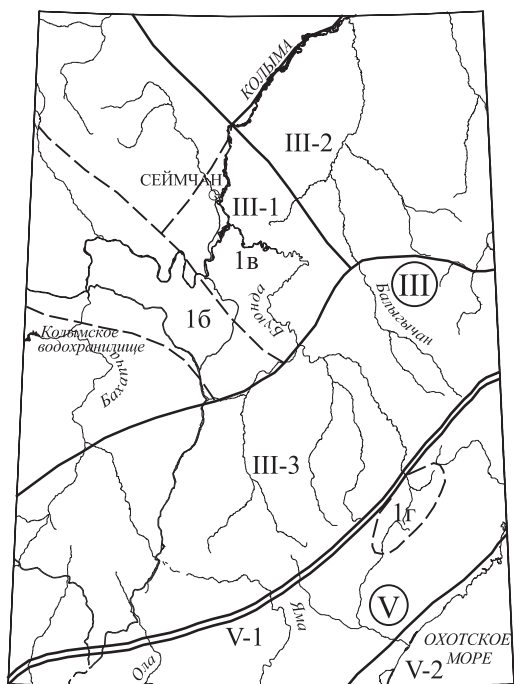
комплекса характеризуются относительно низким содержанием щелочей и глинозема. Появление щелочных темноцветных минералов в них обусловлено дефицитом последнего.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

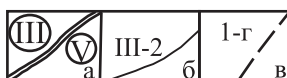
Кайнозойские образования, представляющие на территории листа обособленный структурный этаж, распространены неравномерно, сконцентрированы в пределах неотектонических впадин, с долей вероятности выделяются на шельфе залива Шелихова. Выходы кайнозойских образований в неотектонических впадинах маркируют положение зон континентального рифтогенеза.

Осадки плейстоцена в том или ином объеме присутствуют во всех долинах водотоков, где выполняют их днища и участвуют в строении террас разных уровней. Плейстоценовые аллювиальные отложения в бассейне р. Колыма вмещают многочисленные россыпные месторождения золота. Основные данные по геологии и возрасту отложений получены при геологической съемке среднего масштаба и тематических исследованиях. Выводы о возрасте отложений базируются в основном на изучении палинологических комплексов. Основы стратиграфии кайнозоя на территории были заложены трудами А. П. Васьковского, Ю. И. Гольдфарба, А. И. Попова, Н. А. Шило, М. Д. Эльянова, позднее разрабатывались Г. И. Новоселовым, В. И. Крутоусом, М. Н. Чанышевой и другими геологами. Определения ископаемой флоры выполнялись Е. М. Воеводовой, А. Ф. Ефимовой, А. Н. Криштофовичем, А. А. Чигуряевой; палинологические комплексы изучались Р. А. Баскович, Б. В. Белой, А. Н. Бычковой, М. П. Гричук, Н. В. Занориной, И. Б. Кистеровой, З. М. Полосухиной, С. Л. Хайкиной.

Структурный план и районирование для кайнозойского структурного этажа сильно отличается в сравнении с другими этажами и ярусами. Согласно районированию, принятому в легенде Верхояно-Колымской серии листов [216], основная часть территории листа входит в Верхояно-Чукотскую СФО, в составе которой выделяются Верхне-Колымская, Омсукчано-Омолонская и Охотско-Колымская структурно-фациальные зоны (СФцЗ) со стратиграфическими районами (СР). В Верхне-Колымской СФцЗ для плейстоценовых отложений согласно утвержденным унифицированным схемам выделены горизонты, для остальной площади — звенья, ступени и части. Юго-восточной части территории отвечает СФО Северного Приохотья (Охотоморская СФО), где выделяются Ямско-Омолонская и Тауйско-Ямская СФцЗ. Тауйско-Ямская зона занимает прибрежную часть Охотского моря, очевидно, к ней же должен относиться и шельф залива Шелихова. Часть залива Шелихова, входящая на территорию листа, относится к Южно-Гижигинскому суббассейну, где выделяются сейсмокомплексы, сопоставляемые с Тауйско-Ямской СФцЗ (рис. 12).



Масштаб 1 : 5 000 000



**Рис. 12. Схема структурно-фациального районирования кайнозойских отложений.**

Границы: *а* — структурно-фациальных областей, *б* — структурно-фациальных зон (СФцЗ), *в* — стратиграфических районов (СР). *III* — Верхояно-Чукотская область: *III-1* — Верхне-Колымская СФцЗ; *1б* — Таскано-Оротуканский СР, *1в* — Сеймчано-Буюндинский СР; *III-2* — Омсукчано-Омолонская СФцЗ, *III-3* — Охотско-Колымская СФцЗ; *V* — СФО Северного Приохотья: *V-1* — Ямско-Омолонская СФцЗ; *1г* — Верхне-Купкинский СР; *V-2* — Тауйско-Ямская СФцЗ.

## ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения на территории листа участвуют в выполнении Сеймчано-Буюндинской неотектонической впадины, относящейся к Верхне-Колымской СФцЗ (эльгенская свита); предполагаются они также и на шельфе залива Шелихова, где согласно дополнению к легенде Магаданской серии листов масштаба 1:1 000 000, подготовленного во ВНИИОкеангеология [140], выделены в качестве сейсмокомплекса студеного.

## ОЛИГОЦЕН

### *Верхне-Колымская СФцЗ (III-1)*

Эльгенская свита (*P<sub>3el</sub>*) выходит на поверхность в северо-западной части Сеймчано-Буюндинской впадины, в других частях впадины предполагается под довольно мощными плейстоценовыми осадками, с угловым несогласием перекрывает складчатые триасовые толщи. Строение свиты изучалось Н. Ф. Карповым (1930 г.), Н. А. Шило (1957 г.). Свита образована внизу (до 250 м) пестрыми слабосцементированными конгломератами с линзовидными прослоями гравелитов, мелкозернистых песков, с пропластками глин с остатками обуглившихся растений. Верхняя часть (400 м) сложена чередующимися (пачки 25–42 м) бурыми и серыми плотными глинами с пластами (0,6–25 м) бурого угля, отмечаются прослойки мелкозернистых песков. Мощность свиты 650 м. Сборы флоры из пород изучались А. Н. Криштофовичем (1941 г.). Спорово-пыльцевые комплексы (СПК) из пород свиты исследовались Е. М. Воеводовой и А. А. Чигуряевой (1952 г.), они характеризуют нижнеколымский горизонт. Возраст свиты принят олигоценовым [32].

### *Тайско-Ямская СФцЗ (V-2)*

На шельфе залива Шелихова выделяется сейсмокомплекс, сопоставляемый с толщей студеной, развитой в более южных районах.

Сейсмокомплекс студеной (*<sup>s</sup>P<sub>3</sub>?st*) выделяется по сопоставлению геофизических материалов и данных бурения на шельфе южнее территории листа, соответствует сейсмогоризонту Г, характеризующемуся неоднородностью сейсмической картины от интенсивных субпараллельных отражений до осложнений боковыми волнами и хаотического строения [152]. В сложении сейсмокомплекса участвуют конгломераты, песчаники и туфы риолитов. Мощность сейсмокомплекса по площади его распространения сильно изменчива и варьирует в пределах до 700 м.

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения территории листа обнажаются в неотектонических впадинах и интерпретируются на шельфе залива Шелихова. Они принадлежат к Верхояно-Чукотской СФО, а на юго-востоке — СФО Северного Приохотья.

## МИОЦЕН

### *Верхояно-Чукотская СФО (III)*

#### *Верхне-Колымская СФцЗ (III-1)*

Угольнинские слои (*N<sub>1</sub><sup>1-2</sup>ug*) выделяются в Верхнесударской неотектонической впадине, соотношение с подстилающими породами не

наблюдалось. Слои сложены плотными серыми озерными глинами с линзами (до 5 м) бурого угля. Мощность до 50 м. Возраст обоснован СПК, по которым реконструируются широколиственные и сосново-березовые леса с участием таксодиевых и вечнозеленых.

## *СФО Северного Приохотья (V)*

### *Ямско-Омолонская СФцЗ (V-1)*

#### **Аликский комплекс меланефелинит-тефритовый**

Образования комплекса в виде небольших выходов закартированы в верховьях рек Кананыга и Бол. Купка, тяготеют к зоне разломов северо-восточного простирания.

Аликская толща ( $N_1^2al$ ) образует небольшой выход в верховьях р. Кананыга, где несогласно перекрывает риолиты верхнемеловой юмской свиты. Толща сложена лавами нефелин-лейцитовых тефритов с грубопузырными лавами и шлаками в основании. Мощность 40–80 м. Возраст толщи принят среднемиоценовым в соответствии с радиологическим возрастом комагматичных экструзивных пород.

*Экструзивные, жерловые и субвулканические образования аликского комплекса* образуют мелкие (0,1–0,4 км<sup>2</sup>) экструзивные купола, неки и дайки протяженностью до 200 м оливинных меланефелинитов ( $oN_1^2al$ ). Породы содержат многочисленные глубинные включения лерцолитов, кроме того встречаются обломки кристаллов моноклинного пироксена и оплавленные пластинки биотита. Радиологический возраст экструзивных оливинных меланефелинитов, определенный калий-аргоновым методом, 10,7–13,2 млн лет [2].

По данным химического анализа (табл. 4) меланефелиниты аликского комплекса отличаются от типичных представителей этого вида из семейства ультраосновных фойдитов пониженным содержанием СаО. На диаграмме Л. С. Бородин (рис. 11) составы пород близки к нефелинитовому тренду.

#### *Верхне-Купкинский СР (I<sub>2</sub>)*

Карбонгинская толща ( $N_1^3kr$ ) вскрывается в пределах неотектонических впадин Северного Приохотья. Толща выделена В. П. Михайловой [62], в Верхнекупкинской впадине изучалась Т. П. Прохоровой и В. Н. Смирновым [76], основание ее не наблюдалось. Толща образована чередующимися озерно-аллювиальными песками и суглинками с прослоями галечников, косослоистых супесей, лигнитизированной древесины, лигнита и маломощными пластами бурого угля. Мощность толщи изменяется от 10 до 120 м. Из песков и суглинков верхней части толщи выделены СПК, характеризующие, по А. А. Чигуряевой и Г. П. Казаковой, хапчанский горизонт верхнего миоцена, что и определяет возраст карбонгинской толщи.

### *Тауйско-Ямская СФцЗ (V-2)*

В пределах шельфа залива Шелихова миоценовые отложения предполагаются по данным сейсмических исследований и сопоставления с результатами бурения. Здесь в соответствии с дополнением к легенде Магаданской серии листов масштаба 1 : 1 000 000 выделяются сейсмокомплекс островобуянский и сейсмокомплекс ямской [140].

Сейсмокомплекс островобуянский ( ${}^sN_1^{1-2}ob$ ) параллелизуется с сейсмогоризонтом В, отличающимся простым строением, интерпретируется несогласное залегание на поднятиях и псевдосогласное, возможно, согласное в прогибах. Предполагаемый состав: внизу валунные галечники с гравийно-песчаным заполнителем, а сверху глины с прослоями песка, вулканического пепла, лигнита и бурого угля. Мощность сейсмокомплекса по площади распространения изменяется от 10 до 850 м.

Сейсмокомплекс ямской ( ${}^sN_1^3jam$ ) сопоставляется с сейсмогоризонтом Б, которому свойствен стабильный объем и слабая дислоцированность. По аналогии с ямской толщей более южных районов побережья предполагается глинистый состав с включениями галек и с прослоями песка, торфа и вулканического пепла кислого состава. Мощность сейсмокомплекса варьирует от 10 до 900 м.

## ПЛИОЦЕН

### *Верхояно-Чукотская СФО (III)*

#### *Верхне-Колымская СФцЗ (III-1)*

Осшебитенская толща ( $N_{2os}$ ) выделена В. И. Крутоусом [42], обнажается в Верхнесударской неотектонической впадине, подошва толщи не изучена. Толща представлена аллювиальными серыми слабоуплотненными галечниками с прослоями (5–6 м) глин. Мощность достигает 100 м. СПК из осадков толщи, проанализированные И. Б. Кистеровой и В. Е. Нархиновой, определяют ее плиоценовый возраст.

### *СФО Северного Приохотья (V)*

#### *Тауйско-Ямская СФцЗ (V-2)*

На шельфе залива Шелихова плиоценовые отложения выделяются в сейсмокомплекс, сопоставляемый со шхиперовской толщей.

Сейсмокомплекс шхиперовский ( ${}^sN_2sh$ ) идентифицируется с сейсмогоризонтом А, который отличается повсеместным распространением и четкой слоистостью, обусловленной частыми и протяженными отражениями. Предположительно по аналогии с одноименной свитой представлен галечниками, песками и глинами с прослоями вулканического пепла. Минимальная мощность сейсмокомплекса 2–3 м; в погруженных частях шельфа возрастает до 500 м.

## ПЛИОЦЕН—ПЛЕЙСТОЦЕН, ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

### *Верхояно-Колымская СФО (III)*

#### *Верхне-Колымская СФцЗ (III-1)*

##### *Сеймчано-Буюндинский СР (16)*

Сабаргинская толща ( $N_1^3-Q_{E1sb}$ ) закартирована на юго-восточном окончании Сеймчано-Буюндинской неотектонической впадины, где подстилает ее рыхлое выполнение, несогласно перекрывает триасовые отложения, в других частях впадины предполагается залегание на размытой поверхности эльгенской свиты. Толща представлена аллювиальными валунными галечниками с песчаным заполнителем и с прослоями галечнистых глин и суглинков в верхней части разреза. Мощность 10–50 м. Возраст толщи определяется данными СПК (определения З. М. Полосухиной), характеризующими растительность хапчанского горизонта (верхний миоцен), плиоцена и нижнего звена эоплейстоцена.

##### *Таскано-Оротуканский СР (16)*

Кюотакская свита ( $N_2^2-Q_1kt$ ) выделена в Малык-Сиенской впадине, присутствует и в других пунктах, на территории листа известна на высоких гипсометрических уровнях в долине р. Колыма, где перекрывает юрские отложения. Толщу образуют щебнистые суглинки, галечники с прослоями и линзами песков и глин, реже торфяников. Мощность 35–40 м, местами может достигать 100 м. Позднеплиоценовый—раннеэоплейстоценовый возраст определен на основании изучения палинокомплексов и принят в соответствии с решениями МСК [32].

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

### ЭОПЛЕЙСТОЦЕН—НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

#### *Верхояно-Чукотская СФО (III)*

##### *Верхне-Колымская СФцЗ (III-1)*

Теснинская толща ( $Q_{EII-ts}$ ) представляет погребенные осадки в Сеймчано-Буюндинской впадине, образует выходы на правом борту долины р. Буюнда. Толща залегает на размытой поверхности триасовых отложений, составляя поверхность террасы примерно 100-метрового уровня. Толща представлена красно-бурыми аллювиальными галечниками в верхней части с прослоями серых песков, супесей, суглинков. Мощность 10–40 м. СПК из осадков толщи, изученные З. М. Полосухиной, характерны для беличанского горизонта. В стратотипической местности беличанского горизонта западнее территории листа на высоте 8 м от подошвы происходит смена магнитной полярности, которая, вероятно, отвечает инверсии Брюнес—Матуяма.

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

### Нижнее звено

Нижненеоплейстоценовые отложения распространены в западной части территории, где венчают высокие террасы, слагают краевые части впадин. В бассейне р. Колыма на карте они показаны ограниченно, вместе с тем, в приустьевой части р. Среднекан они слагают верхние части довольно обширных водораздельных пространств и считаются важным источником для формирования поздненеоплейстоценовых и голоценовых россыпей золота.

#### *Верхояно-Чукотская СФО (III)*

##### *Верхне-Колымская СФцЗ (III-1)*

Полуденский горизонт ( $aQ_{1pl}$ ) установлен на поверхностях террас р. Колыма высотой от 45–60 до 80–90 м и террасоувалов высотой 80–130 м, на юго-западном крае Сеймчано-Буюндинской впадины. Представлен аллювиальными галечниками с суглинками и песками, галечнистыми супесями и суглинками с включениями щебней. Мощность около 30 м, но может достигать 80 м. На юго-западе Сеймчано-Буюндинской впадины отложения вскрыты сважиной по руч. Осенний, здесь галечники с желтоватыми суглинками (до 50 м), вероятно, перекрывают теснинскую толщу. СПК, изученные С. Л. Хайкиной, характеризуют растительность холодных и теплых эпох раннего неоплейстоцена.

##### *Омсукчано-Омолонская и Охотско-Колымская СФцЗ (III-2, III-3)*

Нерасчлененные отложения нижнего звена ( $aQ_1$ ). Выделены на ограниченной площади в верховьях р. Бохапча, выполняют реликты сквозной долины, располагающейся на высоком гипсометрическом уровне. Отложения представлены аллювиальными галечниками, галька и валуны осадочных и изверженных пород погружены в супесчаный и песчаный заполнитель. Мощность 15–20 м. Разнообразие климатических и фациальных условий в период формирования отложений звена определяет широкие вариации СПК: от термофильных до холодоустойчивых.

### Среднее звено

Среднеоплейстоценовые отложения довольно широко распространены на территории, представлены аллювием террас высотой от 40–45 до 65–75 м, ледниково-озерными и озерными отложениями. Аллювиальные галечники в бассейне р. Колыма иногда рассматриваются в качестве источника золота для позднеоплейстоценовых и голоценовых россыпей. В Верхне-Колымской СФЗ в составе отложений выделяются слои и горизонты, на остальной площади (Омсукчано-Омолонская и Охотско-Колымская СФЗ) выделяются части среднего звена.



## *Верхояно-Чукотская СФ0 (III)*

### *Верхне-Колымская СФц3 (III-1)*

Оротуканские слои ( $aQ_{IIог}$ ) выделяются на поверхности террас высотой 65–75 м в долинах рек Оротукан и Колыма, они образованы аллювиальными галечниками с песчаным, реже с супесчаным и суглинистым заполнителем, мощность до 8 м. СПК, по заключению Р. А. Баскевич, свойственны растительности хвойной тайги с соснами, елями и лиственными деревьями первой теплой эпохи среднего неоплейстоцена.

Левобереlexский горизонт ( $aQ_{IIlb}$ ) присутствует в долине р. Колыма, где слагает верхнюю часть террас 60–65-метрового уровня, образован галечниками и песками мощностью до 8–10 м. СПК отложений отличаются малым количеством древесных и кустарниковых форм при доминирующих количествах трав и кустаничковых, что свидетельствует о холодных климатических условиях первой половины среднееоплейстоценового времени.

Малык-сиенский горизонт ( $aQ_{IIms}$ ). Осадки малык-сиенского горизонта выделены на ограниченной площади, на юго-западном крае Сеймчано-Буондинской впадины на различных гипсометрических уровнях, присутствуют в низах разреза рыхлых отложений террас 40–50-метрового уровня в долине р. Прав. Эльген. Это аллювиальные галечники с прослоями гравийников и галечнистых суглинков. Мощность достигает 5–7 м. На северном обрамлении Сеймчано-Буондинской впадины из террасовала руч. Лунный галечники с прослоями песков и глин датированы термолюминесцентным методом ( $440 \pm 110$  тыс. лет). В палинологическом спектре характерно обилие пыльцы кустарников и спор, свидетельствующих о развитии растений горных тундр в холодную эпоху среднего неоплейстоцена.

### *Омсукчано-Омолонская и Охотско-Колымская СФц3 (III-2, III-3)*

Вторая часть ( $lgQ_{II}^2$ ) среднего звена неоплейстоцена выделена в бассейне верхнего течения р. Алика, представлена ледниково-озерными алевритами с галькой и валунами, песками и супесями мощностью до 20 м. СПК, по данным А. Н. Бычковой и Г. П. Казаковой, уверенно характеризуют растительность первой холодной эпохи среднего звена (самаровское оледенение).

### *Верхояно-Чукотская СФц0 (III)*

Нерасчлененные отложения среднего звена ( $aQ_{II}$ ) встречаются повсеместно, на карте они показаны в долинах Колымы и Бохапчи на поверхности террас 60–70-метрового уровня. Они представлены аллювиальными галечниками, песками, суглинками и глинами с галькой и щебнем мощностью до 10 м. Особенности СПК отложений свойственны лиственнично-березовому редколесью с ольхой, елью и соснами

одной из теплых эпох; в других случаях характерно преобладание пылицы недревесной группы эпохи похолодания среднего неоплейстоцена.

### Верхнее звено

Отложения верхнего звена неоплейстоцена на площади Верхне-Колымской СФЗ согласно Постановлению МСК [32] подразделены на горизонты, на остальной части территории выделены ступени, это соответствует и легенде Верхояно-Колымской серии листов. Верхненеоплейстоценовые аллювиальные галечники террас р. Колыма в пределах рудно-россыпных узлов иногда золотоносны, включают россыпи золота.

### *Верхояно-Чукотская СФО (III)*

#### *Верхне-Колымская СФЗ (III-1)*

Вечернинский горизонт ( $aQ_{III}v\check{c}$ ) выделен на террасе левого борта долины Колымы. Отложения слагают осадочный чехол цокольной террасы 30–40-метрового уровня, представлены аллювиальными галечниками, песками, супесями, иногда гравийниками мощностью до 10 м. СПК отложений, по заключению А. Н. Бычковой, указывают на растительные сообщества среднетаежного типа с преобладанием древесной растительности, произраставшей в первый термохрон позднего неоплейстоцена, характерен для влажного климата казанцевского межледниковья.

Юглерский горизонт ( $fQ_{III}jg$ ) выделяется в долине нижнего течения р. Буюнда на террасах высотой 30–35 м. К горизонту относятся флювиогляциальные отложения, слагающие поверхности эродированных террас, на которых распространены гравийные галечники, гравийники и галечно-гравийные пески мощностью до 20 м. СПК из отложений горизонта, по А. Н. Бычковой и Г. П. Казаковой, реконструируют обстановку открытых пространств, поросших злаками и чередующихся с островами листовничного редколесья, березняков, ольшаников, что указывает на холодный период, вероятно, зырянской эпохи похолодания.

Кубалахский горизонт ( $aQ_{III}kb$ ) выделяется в центральной и юго-восточной частях Сеймчано-Буюндинской впадины. По бортам нижнего течения долины Буюнды в пределах впадины отложения горизонта слагают поверхности террас высотой до 20 м, представлены внизу галечниками, а выше песками и, реже, гравийнистыми супесями. Мощность достигает 10–15 м. СПК, по мнению З. М. Полосухиной и Э. М. Румянцевой, позволяют реконструировать кустарниковую тундру из ерников, ольховника и кедрового стланика с островами редколесий эпохи каргинского межледниковья.

Хетакагчанский горизонт ( $aQ_{III}ht$ ) слагает участки поверхности Сеймчано-Буюндинской впадины, располагается на поверхностях террас 10–20-метрового уровня в долине р. Колыма. В пределах северо-западного окончания впадины отложения горизонта покрывают крупные

(до 500 км<sup>2</sup>) площади и перекрывают более древние образования, представлены галечниками, песком, супесями и суглинками мощностью до 15 м. Нечетко разделяющиеся гляциальные (gQ<sub>IIIht</sub>) песчанистые валунники (10–15 м) и флювиогляциальные (fQ<sub>IIIht</sub>) галечнистые и валунно-галечнистые пески (3–15 м) выполняют троговые долины и заполняют межгорные котловины, образуя обширные предгорные шлейфы в бассейне р. Сеймчан, мощность 10–15 м. В СПК отмечается преобладание пыльцы травянистых и подчиненное количество пыльцы древесно-кустарниковой группы, что, по мнению Н. В. Занориной, характерно для отложений эпохи позднеплейстоценового оледенения.

### *Верхояно-Чукотская СФО и СФО Северного Приохотья (III, V)*

Первая ступень (aQ<sub>III1</sub>) выделяется на террасах высотой 30–40 м в долинах рек Бохапча и Буянда. Чехол террас сложен аллювиальными галечниками с песком, перекрытыми суглинками, мощность 5–10 м. СПК из этих отложений, по данным С. Л. Хайкиной и Б. В. Белой, характеризуют растительность первой теплой эпохи верхнего звена неоплейстоцена.

Вторая ступень (aQ<sub>III2</sub>) слагает чехол террас высотой от 15–25 до 30–35 м в долинах рек Буянда и Сугой, выполняет днища Верхнекупкинской, Верхнесударской и других неотектонических впадин. Аллювиальные отложения представлены галечниками, иногда буровато-серыми с песчаным заполнением, песками и в меньшей мере суглинками мощностью до 10–15 м. Флювиогляциальные отложения (fQ<sub>III2</sub>) занимают значительные (200–300 км<sup>2</sup>) площади в Верхнекупкинской и других впадинах, в бассейне р. Яма и на побережье залива Шелихова. Это существенно выровненные и эродированные поверхности, сложенные галечниками, гравийниками, иногда с валунами, глинистыми песками, местами отмечается закономерное распределение фракций материала. На побережье залива Шелихова флювиогляциальные отложения примыкают к конечно-моренным грядам, частично затоплены морем и устанавливаются на морском дне. Мощность до 20 м. СПК, по данным Н. В. Занориной, в целом характеризуют кустарниковую растительность из березки, ольховника и кедрового стланика, отвечают холодолюбивой растительности зырянского похолодания.

Третья ступень (aQ<sub>III3</sub>) выделяется на террасах от 10–15 до 20–25 м в долинах рек Колыма, Сугой, Балыгычан и Тахтояма, образована аллювиальными галечниками, иногда с валунами, песками, чередующимися с супесями, мощностью до 20 м. СПК отложений характеризуют близкую к современной, но несколько более холодолюбивую растительность, что наряду с геоморфологической позицией позволяет относить отложения ко второй межледниковой эпохе верхнего звена неоплейстоцена (каргинское межледниковье).

Четвертая ступень (aQ<sub>III4</sub>) образует чехол террас высотой от 5–8 до 10–20 м в долинах рек Колыма, Балыгычан, Сугой, Яма. Покровы

цокольных террас представлены аллювиальными галечниками, песками и суглинками мощностью 3–15 м. Г л я ц и а л ь н ы е ( $gQ_{III_4}$ ) преимущественно валунные суглинки (до 10 м) и ф л ю в и о г л я ц и а л ь н ы е ( $fQ_{III_4}$ ) гравийники, пески и супеси (5–10 м) представляют собой остатки морен, выполняют краевые части троговых долин, покрывают поверхности террас в верховьях рек Буянда, Купка, Кананыга и в других местах. Здесь преобладают пески и галечники с валунами и валунистые суглинки, мощность 5–15 м. В СПК отмечается преобладание пыльцы травянистых и подчиненное количество пыльцы древесно-кустарниковой группы. СПК отложений, по заключению А. П. Лавриненко и других палинологов, характеризуют растительность, близкую к современной, но несколько более холодолюбивую и соответствуют суровому влажному климату сарганского оледенения.

### НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

#### *Верхояно-Чукотская СФцО (III)*

Нерасчлененные отложения верхнего звена ( $aQ_{III}$ ) слагают верхние части террас долин рек Таскан, Бохапча, Килгана, Поповка. Аллювиальные отложения представлены в основном галечниками с присутствием гравия и песка. Мощность до 10 м. В составе о з е р н о - а л л ю в и а л ь н ы х о т л о ж е н и й ( $laQ_{III}$ ) преобладают пески и супеси, иногда включающие гравий и гальку. Мощность 10–15 м. Ограниченно распространенные в долине р. Ясачная б и о г е н н ы е (включающие о з е р н о - б и о г е н н ы е) о т л о ж е н и я ( $plQ_{III}$ ) в верхней части представлены торфяными суглинками. Мощность отложений 15–20 м. СПК характеризуют либо растительность одного из межледниковий, либо одну из холодных эпох, иногда отмечается чередование спектров холодных и теплых эпох позднего неоплейстоцена. Отложения часто содержат остатки зубов и бивней крупных млекопитающих.

### НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО—ГОЛОЦЕН

#### *Верхояно-Чукотская СФО и СФО Северного Приохотья (III, V)*

Неоплейстоцен, верхнее звено — голоцен ( $aQ_{III-H}$ ) выделяется на низких террасах долины р. Колыма, занимает значительные площади поверхности Сеймчано-Буяундинской впадины и шельфа залива Шелихова. Верхние части террас высотой 3–8 м сложены аллювиальными галечниками, гравийными песками, а также суглинками и глинами мощностью до 8 м. Прибортовые участки долин, как например в нижнем течении р. Балыгычан, заняты п р о л ю в и а л ь н ы м и о б р а з о в а н и я м и ( $pQ_{III-H}$ ), слагающими шлейфы, образованные песчанистыми щебнями и дресвяными супесями с обломками пород мощностью от 2–3 до 5 м.

В нижнем течении р. Буюнда, в пределах впадины выделяются изометричные участки озерно-аллювиальных отложений ( $laQ_{III-H}$ ), где на поверхности обнажаются довольно однородные супеси с линзами и включениями песков и гравийников (до 10 м). Участки поверхности Сеймчано-Буюндинской впадины (площадью до 200 км<sup>2</sup>) заняты биогенными и в подчиненном количестве озерно-биогенными отложениями ( $plQ_{III-H}$ ), представленными вверху темно-коричневой торфяной массой с большим количеством еще неразложившихся растительных остатков (0,6–1 м), которая сменяется ниже темно-серым торфяно-суглинистым материалом и суглинками мощностью до 10 м. Состав СПК из отложений, по данным Н. В. Занориной, предполагает существование ерниковой тундры с травяно-сфагновыми болотами и листовничным редколесьем, такая растительность могла существовать в конце каргинского межледниковья и в более позднее время.

На мелководном шельфе залива Шелихова у устьев рек Тахтояма и Угулан выделяются довольно обширные (до 400 км<sup>2</sup>) шлейфы, сложенные аллювиально-морскими ( $amQ_{III-H}$ ) (дельтовыми) галечниками, сменяющимися в глубь моря песками и алевритами. Мощность более 10 м. В отложениях выявлены морские и солоноводные формы диатомовых водорослей. СПК из нижних частей разреза, по данным А. Н. Бычковой и Г. П. Казаковой, формировались в относительно теплый и холодный периоды позднелепистоценового времени, из верхней части — близки к современной эпохе.

## Голоцен

Голоценовые отложения, в основном выполняющие днища долин водотоков, на большей части территории показаны как нерасчлененные осадки голоцена, а в Верхне-Колымской СФЗ выделены в олевский горизонт, местами как верхняя часть горизонта. В пределах минерагенических районов и узлов в западной части территории листа золотоносны, к нижним частям аллювиальных галечников приурочены россыпи золота и олова.

### *Верхояно-Чукотская СФО и СФО Северного Приохотья (III, V)*

Нерасчлененные отложения голоцена ( $aQ_H$ ) выполняют поймы и низкие террасы водотоков большей части территории, образуют скопления на склонах гор. Русловой аллювий представлен галечниками с линзами гравия и песка, гравийниками; в верховьях водотоков материал плохо окатан и несортирован, в нижних течениях рек лучше сортирован, отличается большим содержанием песчаной фракции. Пойменный аллювий слагает низкие поймы, перекрывает русловой аллювий, выстилая днища долин; как правило, это пески алевритистые с прослоями гравия и суглинков, реже супеси. Мощность 8–10 м. Радиоуглеродные датировки аллювия низких надпойменных террас в Верхне-Колымской СФЗ

западнее территории листа определяют возраст отложений в пределах 760–8450 лет. Многочисленные палинологические пробы характеризуют современную растительность.

Склоновый комплекс, представленный обломочным материалом пород с супесчаным и суглинистым заполнением, образует скопления неправильной формы; из-за небольших размеров и малой мощности, обычно не превышающей 0,5–1 м, на карте не показан.

### *Верхояно-Чукотская СФО (III)*

#### *Верхне-Колымская СФцЗ (III-1)*

Олевский горизонт ( $aQ_{H01}$ ) слагает поймы р. Колыма и ее притоков — рек Бохапча, Таскан, Сеймчан. Горизонт объединяет аллювий пойм и низких (до 4 м) террас, представленный русловыми, пойменными и старичными фациями осадков. В русловых образованиях преобладают галечники, в пойменных фациях — пески и супеси, на отдельных участках пойм и стариц существенное значение имеют суглинки и глины. Мощность до 10 м.

#### *Таскано-Оротуканский СР (16)*

Верхняя часть ( $tQ_{H2}$ ), к которой отнесены техногенные образования, выделяется в долинах водотоков в западной части территории, на карте они показаны только в долинах рек Среднекан и Оротукан. Техногенные отложения в поймах долин рек представлены насыпными отвалами и фрагментами карьеров, выровненными рекультивированными участками, где распространены глыбники со щебнем и галькой пород местами с песчаным заполнением и галечники. В хвостохранилищах и отстойниках промывочных вод преобладают галечно-гравийные пески. Мощность до 20–30 м.

---

---

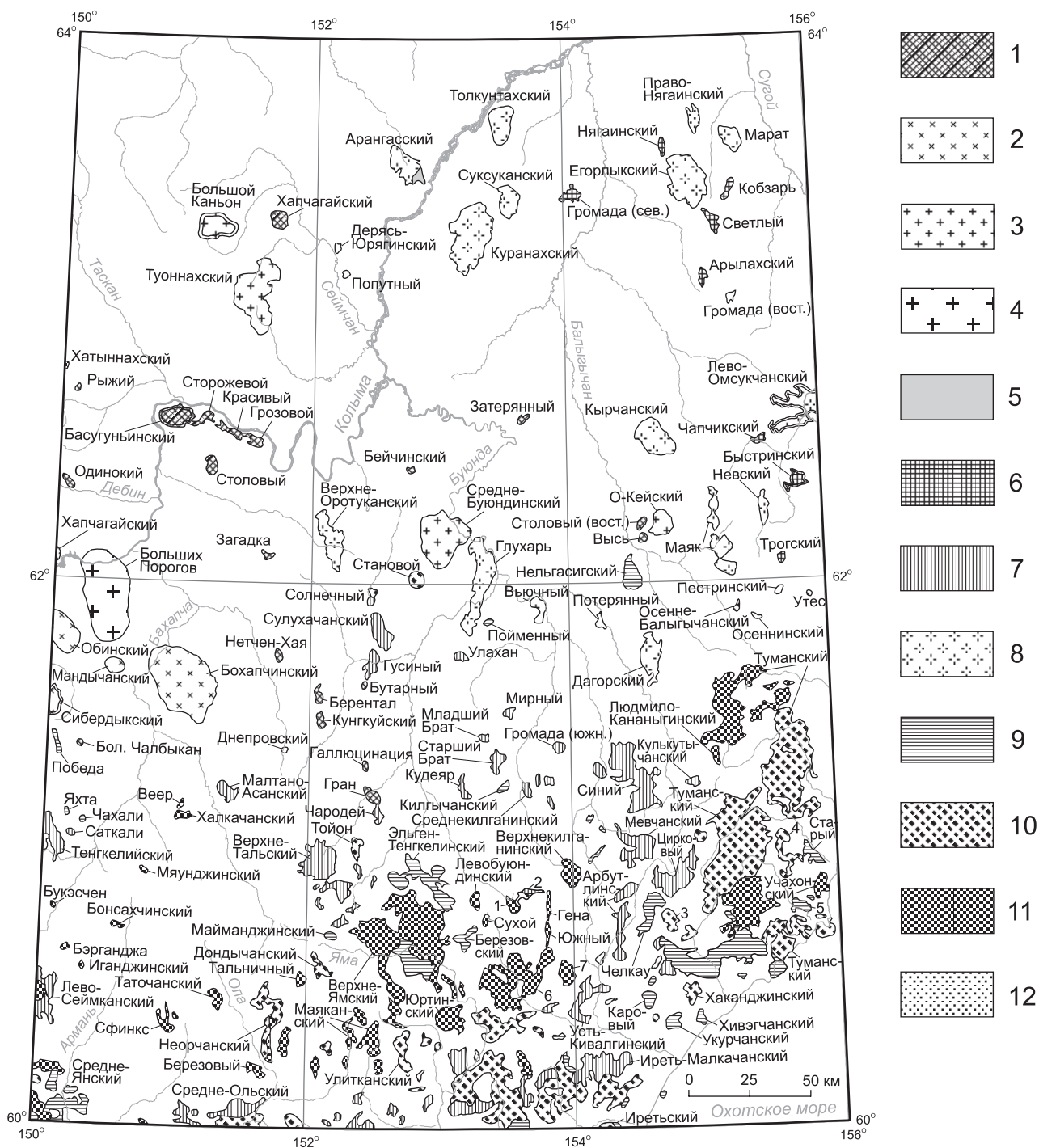
## МАГМАТИЗМ

Интрузивные образования занимают около 10% площади листа (рис. 13). Они представлены шестнадцатью интрузивными плутоническими и гипабиссальными комплексами. Небольшое распространение имеет чебукулахский комплекс позднепермского–раннетриасового возраста, более широко развиты позднеюрские комплексы — нера-бохапчинский, басугуньинский, сибердыкский, каньонский, колымский, раннемеловые — мандычанский и горбатовский, ранне-поздне меловой быстринский и поздне меловые — конгалинский, омсукчанский, магаданский, светлинский, дукчинский, сугойский, прибрежный. Большая часть интрузивных образований территории листа размещается в составе Главного плутонического пояса и сопровождается осадочно-вулканогенные толщи Охотско-Чукотской и Омсукчанской структурно-формационных областей.

### ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ–РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Чебукулахский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный малых интрузий** ( $P_3-T_1cb$ ) распространен на севере территории в пределах Приколымского, отчасти Омuleвского поднятий. Представлен относительно редкими дайками, межпластовыми залежами габбродолеритов, до л е р и т о в ( $^{mv}$ ), габбро, приуроченными к участкам напряженной складчатости, зонам смятия [11, 214]. Мощность залежей и даек, прорывающих отложения протерозоя и палеозоя (до верхней перми включительно), составляет от 0,5 до 200 м, протяженность от первых сотен метров до 5 км, контакты обычно крутопадающие, залегание согласное или субсогласное со слоистостью. Тела комплекса, в связи с их малыми размерами, в физических полях и в МАКС почти не выражаются. Контактный метаморфизм вмещающих осадочных пород незначителен, вблизи контактов отмечается слабое уплотнение, пиритизация, развитие эпидотовых и кальцитовых прожилков [11]. Комплекс относится к габбро-долеритовой (габбро-диабазовой) формации [56].

Долериты, габбродолериты и габбро — мелко- и среднезернистые породы темно-зелено-серого или темно-серого цвета, состоят (%) из основного плагиоклаза (лабрадора–битовнита), часто альбитизированного (50–61), авгита (24–40), рудного (1–8), апатита, иногда в значительных количествах (до 15) присутствует оливин (обычно псевдоморфозы)



**Рис. 13. Схема размещения интрузивных образований.**

Интрузивные тела, выражающиеся в масштабе схемы: 1 — басугунинского, 2 — сибердыкского, 3 — каньонского, 4 — колымского, 5 — горбатовского, 6 — быстринского, 7 — конгалинского, 8 — омсукчанского, 9 — магаданского, 10 — светлинского, 11 — дукчинского, 12 — сугойского комплексов. Двойной линией ограничены контуры петротипических массивов. Цифрами на схеме обозначены массивы: 1 — Верхнебуондинский, 2 — Полиметаллический, 3 — Водораздельный, 4 — Анманьканский, 5 — Наслачанский, 6 — Навленгинский, 7 — Кивалгинский.



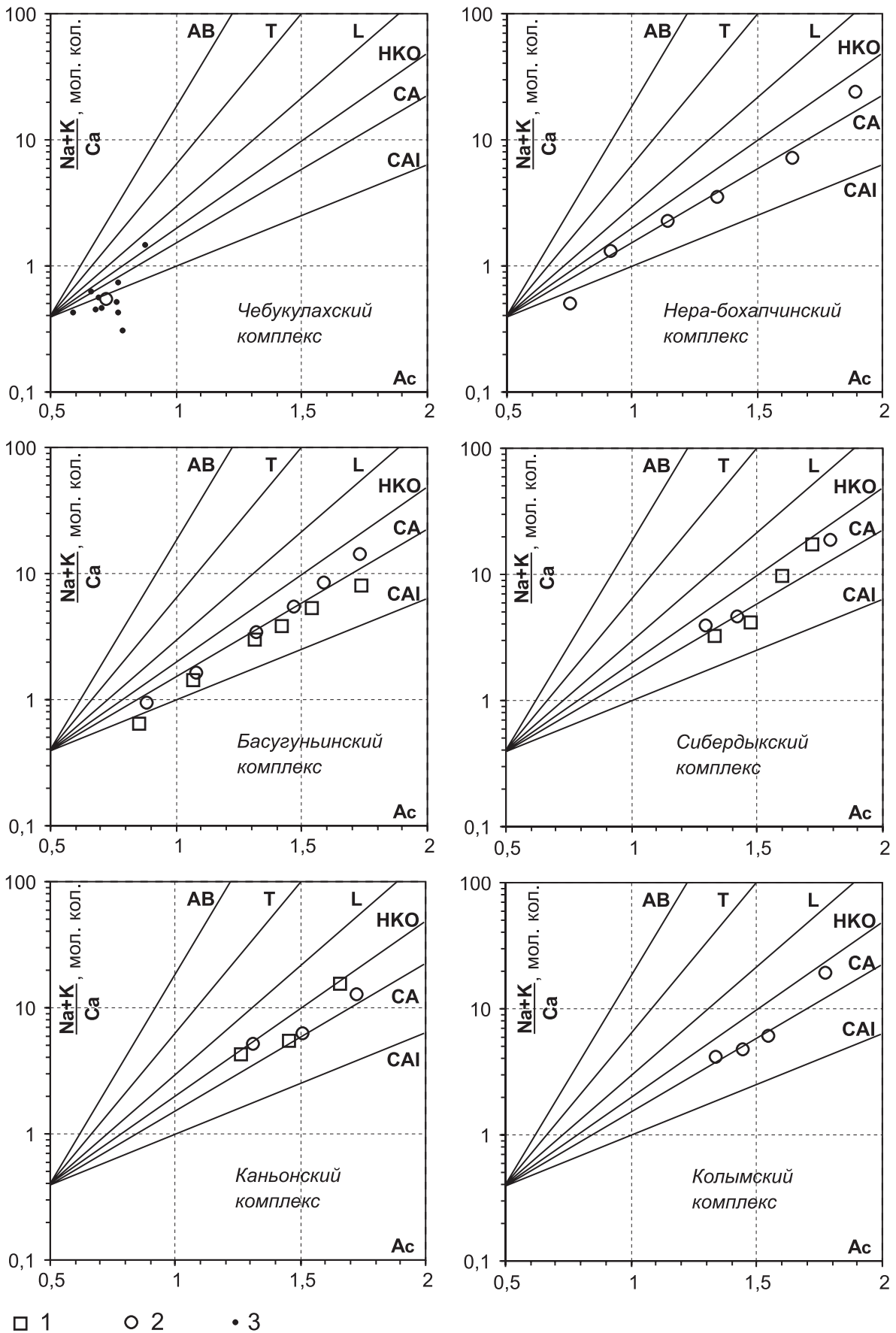


Рис. 14. Диаграммы Ac — (Na+K)/Ca для пород позднепермского—раннетриасового и позднеюрских интрузивных комплексов.

Средние значения по видам пород: 1 — для петротипических массивов, 2 — для остальных массивов комплекса без учета петротипических; 3 — значения по единичным пробам. Прочие условные обозначения — см. рис. 6.

и роговая обманка. Структура долеритов офитовая, пойкилоофитовая, габбродолеритов — габброофитовая, габбро — габбровая. Вторичные изменения значительные и выражаются в серицитизации и альбитизации плагиоклаза, амфиболитизации и хлоритизации клинопироксена, серпентинизации оливина, отмечаются также вторичные эпидот, карбонат, кварц. Нередко наблюдается рассланцевание пород.

По данным химического анализа (табл. 5) габброиды комплекса относятся к нормальному петрохимическому ряду со щелочностью натриевого типа, характерна относительно высокая железистость пород, умеренные содержания  $TiO_2$  и  $P_2O_5$ . На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 14) средние составы пород находятся на известковом низкощелочном (островодужном) тренде.

Ранее интрузивные образования комплекса либо относились к позднему палеозою [214], либо к перми—раннему триасу [11]. В. М. Мерзляковым [61] малые интрузии, сопутствующие кремнисто-сланцевой формации, объединены в диабазовую формацию, возрастной диапазон которой поздний девон—средний триас. На описываемой площади изотопный возраст пород не определялся, а северо-западнее получены К-Аг даты 219—236 млн лет [217]. Учитывая факт прорывания габбродолеритами верхнепермских пород, возраст комплекса принят позднепермским—раннетриасовым. Не исключено, что среди малых тел, отнесенных к чебукулахскому комплексу, присутствуют и более древние образования чахаданского комплекса (поздний карбон—ранняя пермь), которые имеют сходный состав.

Полезных ископаемых, связанных с проявлениями комплекса, в пределах территории не выявлено.

## ПОЗДНЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднеюрские интрузии образуют Главный (Колымский) плутонический пояс, протягивающийся в виде гигантской дуги вдоль осевой части Горной системы «Хребет Черского». На листе Р-56 мы имеем дело с юго-восточным окончанием пояса. Восточнее Омсукчанского хребта, расположенного у восточной границы листа, интрузивные и гипабиссальные образования пояса не распространяются.

### *Главный плутонический пояс (4)*

На карте в составе пояса выделяются следующие позднеюрские магматические комплексы: нера-бохапчинский, басугуньинский, сибердыкский, каньонский, колымский.

**Нера-бохапчинский комплекс гранит-порфир-диорит-порфириновый гипабиссальный малых интрузий ( $J_3nb$ )** имеет широкое распространение почти на всей площади листа, исключая его южную и северную части, где развиты меловые и позднеюрские вулканы. Представлен дайками, дайкообразными телами, мелкими штоками. В составе комплекса наибо-

## Химический состав пород позднепермского—раннетриасового и позднеюрских интрузивных комплексов

№ п.п.	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
<b>Чебулахский комплекс</b>															
<b>1</b>	2	46,84	2,18	14,58	6,42	5,44	—	0,22	6,81	9,98	2,84	0,66	0,27	3,17	99,41
<b>2</b>	3	47,81	1,83	13,84	4,43	10,07	—	0,20	6,19	9,37	2,31	0,23	0,17	2,76	99,21
<b>3</b>	6	49,11	1,56	13,64	5,00	7,47	—	0,19	7,22	8,67	2,30	0,69	0,16	3,13	99,14
<b>Нера-бохапчинский комплекс</b>															
<b>4</b>	3	50,43	0,46	13,17	2,24	5,96	—	0,16	10,10	8,71	1,97	0,67	0,09	6,04	100,00
<b>5</b>	10	55,24	0,76	16,50	1,26	5,98	—	0,14	5,17	5,50	3,29	1,14	0,14	3,87	98,98
<b>6</b>	18	60,01	0,73	16,70	1,07	4,91	—	0,10	2,73	3,61	3,41	1,69	0,16	4,46	99,57
<b>7</b>	13	66,24	0,41	15,37	0,95	3,02	—	0,08	1,59	2,78	3,74	2,59	0,11	2,66	99,55
<b>8</b>	19	71,17	0,15	14,96	0,82	1,71	—	0,04	0,41	1,44	4,19	2,34	0,07	1,86	99,15
<b>9</b>	28	75,06	0,03	14,26	0,46	0,84	—	0,03	0,27	0,43	3,79	2,95	0,03	1,52	99,66
<b>Басугунынский комплекс</b>															
<b>10</b>	1	52,88	0,84	14,86	1,14	7,75	—	0,17	9,40	8,72	1,46	0,80	0,04	1,01	99,07
<b>11</b>	4	55,42	0,72	15,95	1,95	5,97	—	0,12	7,11	7,47	1,98	1,52	0,09	1,70	100,00
<b>12</b>	13	61,86	0,65	15,89	1,14	4,66	—	0,13	3,27	5,82	3,15	2,28	0,12	1,24	100,21
<b>13</b>	23	66,97	0,54	15,63	0,96	3,31	—	0,07	1,18	3,35	3,22	3,55	0,12	1,00	99,90
<b>14</b>	47	69,30	0,44	15,13	0,69	2,71	—	0,06	0,88	2,70	3,16	3,90	0,09	0,90	99,96
<b>15</b>	17	71,78	0,27	14,41	0,58	1,96	—	0,05	0,59	2,06	3,40	4,02	0,04	0,84	100,00
<b>16</b>	7	74,48	0,14	13,43	0,19	1,21	—	0,02	0,23	1,37	3,07	4,55	0,02	1,45	100,16

17	1	56,16	0,97	17,05	0,93	6,10	—	0,13	5,03	6,56	3,39	1,76	0,40	1,69	100,17
18	6	67,48	0,56	15,78	0,99	3,18	—	0,07	1,08	2,55	3,34	3,94	0,14	0,74	99,85
19	3	69,07	0,53	14,73	0,97	2,85	—	0,07	0,82	2,36	3,13	4,30	0,10	0,75	99,68
20	1	73,23	0,24	14,02	0,31	1,62	—	0,03	0,44	1,59	3,19	4,52	0,05	0,57	99,81
21	3	75,57	0,12	13,28	0,19	0,95	—	0,01	0,15	0,92	3,33	4,88	0,02	0,51	99,93
22	5	60,61	0,99	17,08	0,87	6,19	—	0,15	2,70	5,06	2,99	2,26	0,17	0,59	99,66
23	6	66,82	0,69	15,72	0,62	3,99	—	0,10	1,46	3,05	3,10	3,68	0,14	0,46	99,83
24	5	69,66	0,40	14,52	0,61	2,83	—	0,12	0,90	1,50	3,09	4,20	0,11	1,24	99,18
25	2	59,72	0,73	16,47	1,32	5,56	—	0,15	3,97	5,94	2,74	2,05	0,14	1,13	99,92
26	5	65,72	0,67	15,95	1,35	3,85	—	0,10	1,34	2,61	3,04	3,39	0,16	1,68	99,86
27	8	69,64	0,34	14,87	1,12	2,41	—	0,06	0,63	2,07	3,26	3,68	0,10	1,57	99,75
28	2	73,02	0,15	14,69	0,52	1,27	—	0,03	0,25	0,58	2,93	4,03	0,06	1,70	99,23
29	1	52,37	1,68	15,98	—	—	9,31	0,21	4,52	8,28	2,51	1,12	0,35	3,67	100,00
30	3	61,56	0,80	15,57	1,32	5,93	—	0,19	2,79	5,10	2,78	2,20	0,16	1,81	100,21
31	1	65,64	0,71	14,84	—	—	5,21	0,11	1,4	4,17	2,81	3,52	0,12	1,47	100,00

1 — габбродолериты, 2 — габбро, 3 — метадолериты; 4 — габбро, долериты, 5 — диорит-порфириты, диориты; 6 — кварцевые диорит-порфириты, кварцевые диориты; 7 — гранодиорит-порфиры, 8 — гранит-порфиры, 9 — лейкогранит-порфиры; 10–16 — Басугунинская группа штоков: 10 — габбродиорит, 11 — диориты, 12 — кварцевые диориты, 13 — гранодиориты, 14 — граниты главной фазы, 15 — граниты малых тел и даек, 16 — лейкограниты; 17–21 — шток Столовый: 17 — диорит, 18 — гранодиориты, 19 — граниты

главной фазы, 20 — гранит из дайки, 21 — лейкограниты, субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; 22–24 — шток Рыжий: 22 — кварцевые диориты, 23 — гранодиориты, 24 — граниты, гранит-порфиры; 25–28 — Сабаргинское поле даек: 25 — кварцевые диорит-порфириты, 26 — гранодиорит-порфиры, 27 — гранит-порфиры, граниты главной фазы, 28 — гранит-порфиры третьей фазы; 29–31 — шток Хапчагайский: 29 — габбродиорит, 30 — кварцевые диориты, 31 — гранодиорит;



51	2	74,53	0,16	13,39	0,33	1,89	—	0,03	0,20	0,77	3,34	5,01	0,09	0,30	100,04
52	6	70,85	0,41	14,32	0,56	2,67	—	0,06	0,60	1,70	3,30	4,65	0,12	0,61	99,86
53	3	75,82	0,18	12,13	0,43	1,09	—	0,04	0,43	0,99	3,00	4,79	0,04	1,12	100,06
54	7	73,02	0,19	13,79	0,48	2,58	—	0,08	0,32	1,03	3,46	4,27	0,06	0,55	99,84
55	3	74,11	0,09	13,27	0,39	2,15	—	0,12	0,28	0,82	3,43	4,78	0,05	0,57	100,05
56	1	67,71	0,59	15,45	0,57	3,88	—	0,07	1,82	2,08	3,46	3,75	0,15	0,45	99,98
57	18	69,74	0,42	14,80	0,87	2,50	—	0,06	0,94	2,23	3,29	4,33	0,11	0,57	99,86
58	10	75,00	0,13	13,43	0,38	1,08	—	0,03	0,25	0,90	3,33	4,74	0,05	0,66	99,97
59	5	74,14	0,14	13,72	0,32	1,31	—	0,04	0,32	1,30	3,46	3,98	0,04	1,30	100,08
<b>Кольмский комплекс</b>															
60	2	67,62	0,54	16,02	0,46	3,61	—	0,07	1,25	2,52	3,23	3,78	0,14	0,91	100,15
61	15	69,59	0,51	14,71	0,58	3,10	—	0,07	1,00	2,18	3,34	3,75	0,14	0,66	99,63
62	9	72,21	0,39	14,09	0,47	1,89	—	0,05	0,62	1,85	3,36	4,35	0,11	0,56	99,95
63	9	75,95	0,08	12,67	0,03	1,58	—	0,04	0,28	0,61	3,46	4,60	0,04	0,57	99,91

**32–36** — шток Нетчен-Хая: **32** — кварцевые диориты, **33** — гранодиориты, **34** — граниты главной фазы, **35** — резкопорфировидные граниты и гранит-порфиры из даек и других малых тел (третья фаза), **36** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **37–39** — шток Бол. Чалбыкан: **37** — гранодиориты, **38** — граниты, **39** — лейкограниты; **40–43** — Сибердыкский массив: **40** — гранодиориты, **41** — граниты главной фазы, **42** — двуслюдяные граниты второй фазы, **43** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **44–46** — Бохапчинский массив: **44** — гранодиориты, **45** — граниты, **46** — лейкограниты, субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **47–48** — шток Мандычанский: **47** — гранодиориты, **48** — граниты; **49–51** — массив Большой Каньон: **49** — гранодиориты, **50** — граниты, **51** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **52–53** — массив Туоннахский: **52** — граниты, **53** — лейкограниты;

**54–55** — шток Дерясь-Юрягинский: **54** — граниты, **55** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **56–58** — массив Средне-Буюндинский: **56** — гранодиорит, **57** — граниты, **58** — лейкограниты, субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **59** — шток Вьючный: граниты; **60–63** — массив Больших Порогов: **60** — гранодиориты, **61** — граниты эндоконтактной зоны, **62** — граниты центральной части массива, **63** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты;

**1–3** по [136, 173]; **4–9** по [47, 131, 142, 143, 161, 165, 170, 203, 209]; **10–16** по [88, 122, 142, 143, 203, 220]; **17–21** по [88, 143, 203]; **22–24** по [172]; **25–28** по [143, 212]; **29–31** по [187]; **32–36** по [121, 141]; **37–39** по [121, 209]; **40–43** по [88, 121 148]; **44–46** по [88, 205]; **47–48** по [205]; **49–51** по [88, 187]; **52–53** по [142, 187]; **54–55** по [132]; **56–58** по [45, 67, 88, 143, 195]; **59** по [208.]; **60–63** по [88, 200, 205].

лее широко распространены лейкогранит-порфиры и г р а н и т - п о р ф и - р ы ( $\gamma\pi$ ), диорит-порфириты ( $\delta\pi$ ), кварцевые диорит-порфириты, кварцевые диориты ( $q\delta$ ), диориты. Значительно меньше развиты гранодиорит-порфиры ( $\gamma\delta\pi$ ), долериты ( $^m\nu$ ), габбро. В восточной половине территории существенно преобладают кислые малые тела, в западной больше даек среднего состава. Основные дайки заметную роль играют только в бассейне р. Туманная (Штурмовская свита даек). Комплекс относится к диорит-гранит-гранодиоритовой формации [64].

Общими отличительными чертами комплекса, кроме гипабиссального характера интрузий, являются: сильная степень вторичных преобразований, небольшие размеры и малое количество выделений в порфировых породах, пониженное содержание калишпата в кислых разновидностях и, соответственно, натриевая петрохимическая специализация.

Характерна группировка даек в протяженные (десятки км) свиты, наиболее известные из которых находятся в западной части листа, в пределах Иньяли-Дебинского синклинория — Штурмовская, Утинская, Среднеканская. Мощности даек составляют от 0,5 до 100 м (обычно 1–10 м), протяженность от первых сотен метров до 17 км. Дайкообразные тела гранит-порфиров более мощные — до 1 км при длине до 20 км. Простираение даек, свит даек и дайкообразных тел близширотное, северо-западное и северо-восточное, согласное с генеральным направлением складчатых структур. Крупнейшим свитам даек нера-бохапчинского комплекса соответствуют полосы положительного дифференцированного магнитного поля.

Дайки в основном крутопадающие, обычно косо секущие слоистость. Форма их плитообразная, некоторые дайки представлены системами сближенных кулис, отмечаются также четковидные и более сложные по морфологии тела. По данным А. В. Альшевского и др. [5], а также наблюдениям авторов, при общем субсогласном залегании дайки пересекают складчатые структуры независимо от их ориентировки и степени напряженности, что позволяет считать их внедрение по времени близком к складчатости\*. Некоторые из даек подвергнуты динамометаморфизму совместно с вмещающими терригенными породами, примером могут служить дайки среднего состава из Среднеканской свиты. В таких расланцованных дайках первичные минералы сохранились в небольшом (обычно менее 10%) количестве, структура пород сланцеватая, лепидогранобластовая, первичная порфировая с трудом угадывается.

В Утинской свите даек установлено прорывание кварцевых диорит-порфиритов гранит-порфирами [203], а в кварцевых диорит-пор-

---

\*Такое заключение нельзя считать однозначным. По наблюдениям В. И. Шпикермана, в хорошо расчищенных полигонах в районе руч. Штурмовой, дайки нера-бохапчинского комплекса смяты в напряженные складки и разбиты на многочисленные блоки. При наблюдении в траншее, вскрывающей на всю мощность дайку Среднеканскую, отчетливо видно, как соскладчатый кливаж осевой плоскости, переходя из вмещающих пород под острым углом в тело дайки, рассекает ее на блоки. Эти данные указывают на доскладчатый возраст даек. (*Прим. ред.*)

фиритах отмечаются ксенолиты диорит-порфиритов [143]. В целом, с учетом наблюдений по смежной с запада территории, устанавливается гомодромный характер внедрения даек [5], выделяется до пяти фаз внедрения [211].

Около относительно крупных тел нера-бохапчинского комплекса отмечены ореолы контактового метаморфизма мощностью до десятков метров. В этих ореолах глинистый цемент осадочных пород частично замещен серицитом, меньше биотитом. Около мелких тел даек ширина контактовых изменений вмещающих пород снижается до десятков сантиметров и первых сантиметров [143].

По данным В. Н. Егорова [143] и нашим наблюдениям, для основных и средних наименее измененных даек характерно присутствие амфибола при подчиненном значении клинопироксена, в кварцевых разностях диорит-порфиритов добавляется биотит. Кислые дайки и другие малые тела преимущественно биотитовые, они характеризуются невысоким (обычно не более 20%) содержанием калишпата.

Долериты, габбро — темно-зеленовато-серые породы, состоят (%) из основного плагиоклаза, часто альбитизированного (35–60), кварца (1–2), бурого или зеленого амфибола (30–60), клинопироксена (до 20), акцессорных (2–3), представленных рудным, в том числе лейкоксенизированным ильменитом, апатитом, иногда сфеном. Структура долеритов субофитовая, габбро — гипидиоморфнозернистая.

Диорит-порфириды — темно-зеленовато-серые породы с относительно редкими (3–15%) выделениями размером до 3 мм среднего—основного плагиоклаза и псевдоморфоз вторичных минералов по темноцветным. Основная масса в значительной степени замещена вторичными минералами, из первичных присутствуют плагиоклаз, кварц (0–5%), реликты клинопироксена, роговой обманки, иногда в небольшом количестве (до 2%) отмечается калишпат. Акцессорные — пластинчатый ильменит (обычно замещен лейкоксеном), апатит. Структура порфиристая, основная масса реликтовая микрогипидиоморфнозернистая. Часто породы представлены метадорит-порфиридами, в них вторичные минералы составляют до 90–97% объема породы.

Кварцевые диорит-порфириды и кварцевые долериты отличаются меньшим содержанием темноцветных и большим (5–15%) кварца. Среди реликтов темноцветных, кроме роговой обманки и клинопироксена, отмечается бурый биотит.

Гранодиорит-порфиры — зеленовато-серые породы с редкими (3–10%), мелкими (до 2 мм) порфиристыми выделениями плагиоклаза, кварца, псевдоморфоз вторичных минералов по темноцветным (сохранились реликты биотита). Основная масса состоит из кварца, плагиоклаза, небольшого количества калишпата, полностью замещенных темноцветных. Акцессорные — рудный, апатит, циркон. Содержание в породе (%) полевых шпатов — 63–67 (из них калишпата 5–10), кварца — около 20, темноцветных — 12–18. Структура порфиристая, основная масса микрогипидиоморфнозернистая, реже микросферолитовая. В восточной части листа описаны тоналит-порфиры [170], отличающиеся невысоким (менее 5%)



содержанием калишпата, реликты темноцветных минералов представлены амфиболом.

Гранит-порфиры — светло-серые, светло-буровато-серые породы с мелкими (до 2 мм) и относительно редкими (3–15%) выделениями плагиоклаза (андезина, олигоклаза или вторичного альбита), калишпата, кварца, псевдоморфоз мусковита или хлорита по темноцветным (видимо, большей частью по биотиту, реликты которого изредка отмечаются в породах). Основная масса полнокристаллическая кварц-полевошпатовая с серицитом, мусковитом (последних в сумме — 5–15% и более), карбонатом, хлоритом. Акцессорные — рудный, апатит, циркон. Общее содержание (%) кварца — 25–30, плагиоклаза — 50–60, калишпата — 15–20, темноцветных — 5–12. Структура порфировая, гломеропорфировая, основная масса микрогипидиоморфнозернистая, микропойкилитовая, иногда микросферолитовая, участками фельзитовая, микрографическая. В восточной части листа отмечаются [170] и роговообманковые разности гранит-порфиров, содержащие пониженное количество (10–15%) калишпата.

Лейкогранит-порфиры (на геологической карте отдельно не выделены) отличаются от гранит-порфиров меньшим (менее 5%) содержанием псевдоморфоз вторичных минералов по темноцветным (биотиту?); плагиоклаз во вкрапленниках и основной массе наименее измененных пород представлен олигоклазом, но в большинстве случаев альбитизирован.

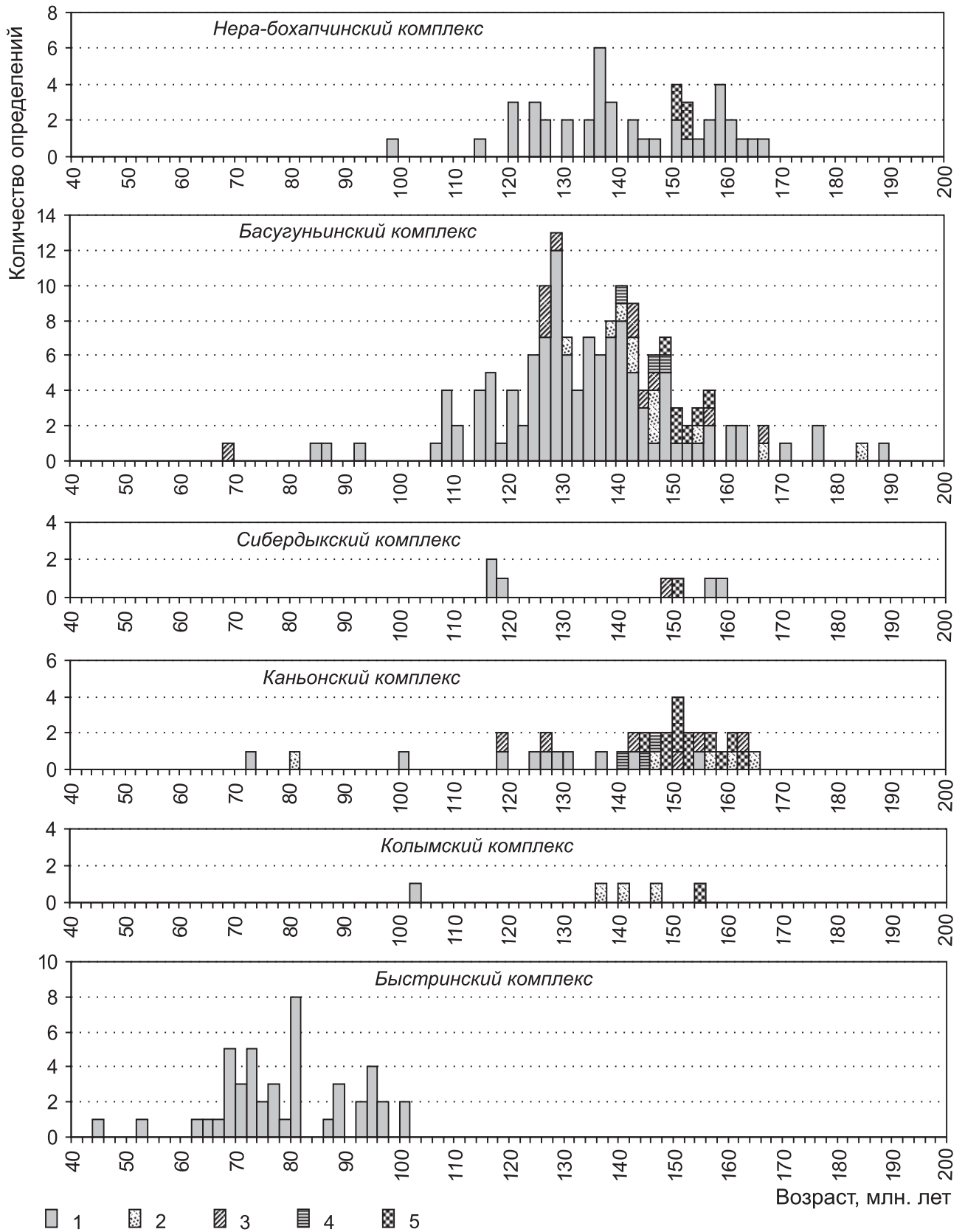
Вторичные изменения пропилитовые и березитовые. Новообразованные минералы в основных и средних породах представлены преимущественно хлоритом, карбонатом, серицитом, альбитом, реже отмечаются эпидот, клиноцоизит, мусковит, кварц, актинолит, лейкоксен, пирит. В кислых породах среди вторичных ведущая роль принадлежит серициту, мусковиту, альбиту, значительно меньше хлорита, эпидота, клиноцоизита, карбоната, кварца, сульфидов (в основном пирита).

С дайками и другими малыми телами нера-бохапчинского комплекса ассоциируют кварцевые, карбонат-кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы и прожилки. Мощность жил обычно не превышает десятков сантиметров, реже достигает 1 м и более, протяженность от метров до десятков метров.

Химическим анализом (табл. 5) в наименее измененных породах комплекса выявляется калиево-натриевый—натриевый тип щелочности нормального ряда. Для основных пород характерно высокое содержание MgO, низкая титанистость. Ультракислые породы выделяются несколько пониженным содержанием щелочей. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 14) тренд комплекса соответствует известково-щелочному (коровому орогенному) тренду.

По данным спектрального анализа в кислых породах комплекса в пределах Иньяли-Дебинского синклинория установлены повышенные концентрации Pb, Zn, As, Au, Ag [143], в восточной части Балыгычанского поднятия — Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Ag, Ga, Mo [170].

Возраст комплекса основывается на соотношениях с интрузиями басугуньинского комплекса, вмещающими осадочными породами и на изотопных датировках. На правом берегу р. Колыма, в экзоконтактах



**Рис. 15. Гистограммы изотопных датировок интрузивных пород.**

Методы определения возраста: 1, 2 — калий-аргоновый (1 — по породе, 2 — по биотиту); 3 — рубидий-стронциевый изохронный; 4 — аргон-аргоновый; 5 — уран-свинцовый по циркону.

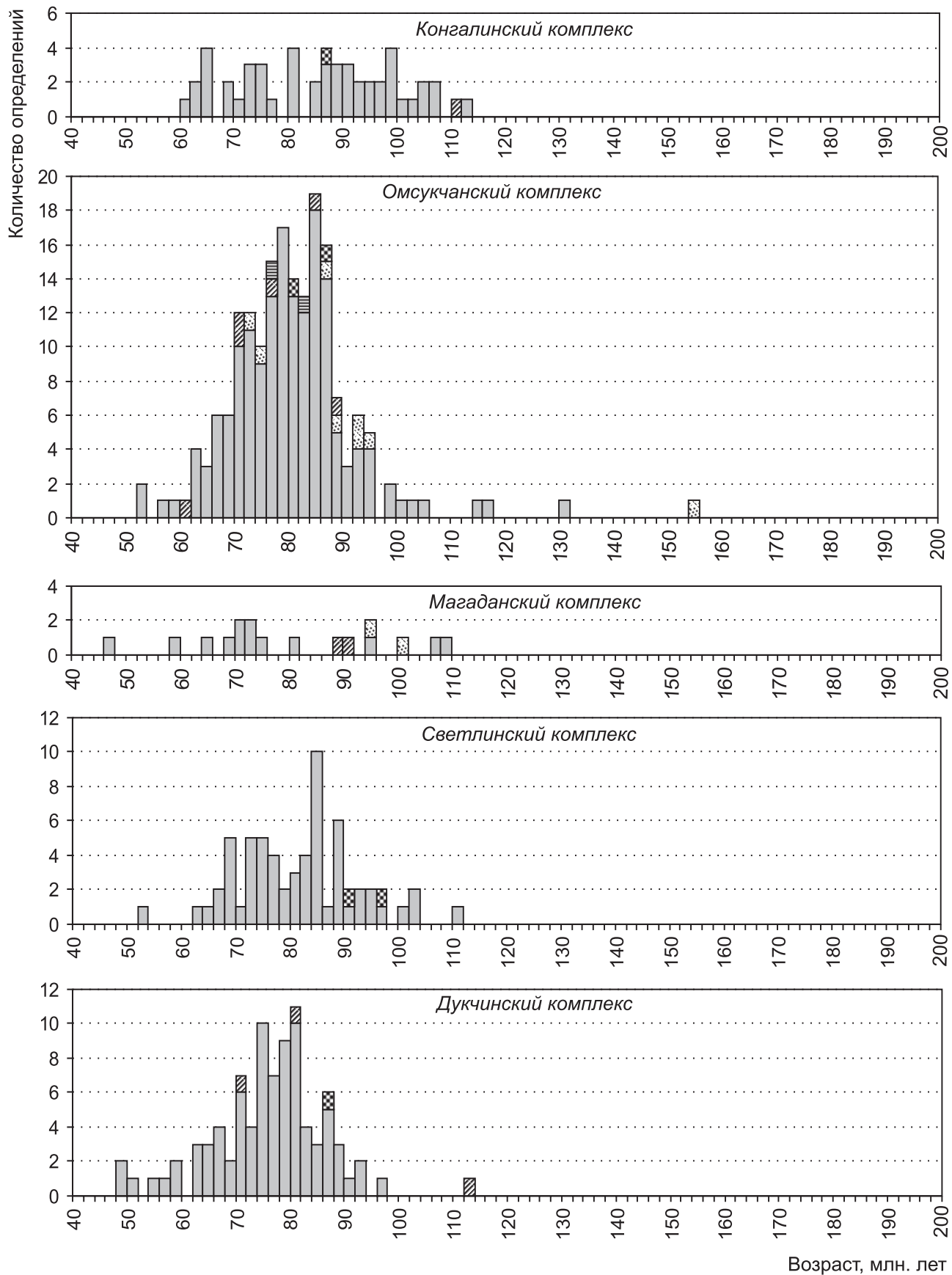


Рис. 15. Окончание.

массива Басугуньинский басугуньинского комплекса дайки нера-бохапчинского комплекса утинской свиты, в том числе и кислые, контактово метаморфизованы [220, 203]. Дайки и другие малые тела комплекса прорывают пермские, триасовые и ниже-среднеюрские отложения до батских включительно. По данным радиологического определения возраста пород К-Аг методом (рис. 15) установлены широкие вариации датировок — от 99,8 до 166,6 млн лет. U-Pb методом по циркону в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ определен возраст кварцевых диорит-порфириров дайки Среднеканская из Среднеканской свиты даек, составивший  $152,7 \pm 3,7$  млн лет. Для этой же дайки В. В. Акининым [4] в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США получен возраст тем же методом —  $151,2 \pm 3,5$  млн лет. Кроме того, имеются определения U-Pb возраста по цирконам [4] гранодиорит-порфириров из дайки Туманинская Штурмовской свиты даек —  $152,5 \pm 2,0$  млн лет и гранит-порфириров из дайки Терентьевская Утинской свиты —  $150,2 \pm 1,6$  млн лет. Хорошая сходимость результатов U-Pb датирования по дайкам разного состава дает основание уверенно принять позднеюрский возраст комплекса.

В минерализованных дайках нера-бохапчинского комплекса локализовано золото-кварцевое оруденение и менее значимое сурьмяное.

**Басугуньинский комплекс плутонический диорит-гранодиорит-гранитовый** ( $J_3b$ ) объединяет массивы, расположенные в пределах Иньяли-Дебинского синклиория — Басугуньинский (петротип), Сторожевой, Красивый, Грозовой, Столовый, Одинокий, Рыжий, Загадка, Бейчинский; относительно широко распространен на Балыгычанском поднятии, где находятся небольшие штоки Нетчен-Хая, Берентал, Кункуйский, Бутарный, Галлюцинация, Гран, Столовый (восточный), Высь; более редки интрузии в пределах Сугойского синклиория — Затерянный, другие малые штоки и Аян-Юряхского антиклинория — малые штоки Чалбыканской группы. Редкие интрузии комплекса отмечаются в краевой части Омuleвского поднятия, наиболее крупная из которых — шток Хапчагайский. К этому же комплексу отнесены дайки, концентрирующиеся близ вышеназванных массивов и в их надынтрузивных зонах. Наиболее крупные интрузивы басугуньинского комплекса (Басугуньинский, Столовый) выражены отрицательными аномалиями поля силы тяжести и отрицательными магнитными аномалиями интенсивностью до 500 нТл. В МАКС крупные массивы четко дешифрируются яркими цветовыми пятнами и изрезанными формами рельефа.

Преобладающие породы комплекса — гранодиориты ( $\gamma\delta$ ) и граниты ( $\gamma$ ) (последних несколько больше), значительно меньше распространены кварцевые диориты ( $q\delta$ ) и диориты ( $\delta$ ), редки габбро-диориты, в малых телах и дайках отмечаются породы заключительной фазы — лейкограниты, в том числе умереннощелочные. В дайках среди осадочных пород распространены и порфирировые породы — гранодиорит-порфиры ( $\gamma\delta\pi$ ), гранит-порфиры ( $\gamma\pi$ ), меньше кварцевых диорит-порфириров, диорит-порфириров. В составе комплекса выделяются четыре фазы, внедренные в гомодромной последовательности: 1 — средние

породы, 2 (главная) — гранодиориты и граниты, 3 — граниты, 4 — лейкограниты. Басугуньинский комплекс относится к диорит-гранит-гранодиоритовой формации [64].

Для рассматриваемого комплекса характерны относительно небольшие размеры интрузий, площадь выходов которых не превышает 105 км<sup>2</sup>. В гранитоидах обычно сонахождение биотита и роговой обманки, К<sub>2</sub>О преобладает над Na<sub>2</sub>O. Порфиновые разности из даек отличаются от сходных по составу пород нера-бохапчинского комплекса более крупными и обильными вкрапленниками полевых шпатов и темноцветных, а также калиево-натриевым типом щелочности. Породы комплекса характеризуются слабой магнитностью.

Интрузивные контакты между гранитоидами главной фазы и породами среднего состава неоднократно наблюдались в пределах массива Сторожевой и в районе штока Бейчинский. Дайки, реже малые штоки гранитов, лейкогранитов и субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов прорывают гранитоиды главной фазы во многих массивах. Небольшие штоки гранитов третьей фазы (Бейчинский и др.) пересечены дайками лейкогранитов [143].

В пределах Иньяли-Дебинского синклинория штоки Басугуньинский (105 км<sup>2</sup>), Сторожевой (23 км<sup>2</sup>), Красивый (22 км<sup>2</sup>), Грозовой (24 км<sup>2</sup>) расположены на правом берегу р. Колыма. Интрузии соединяются апофизами и, по сути дела, представляют собой единый, вытянутый в юго-восточном направлении pluton, наличие которого на глубине подтверждается гравиметрическими данными. Массив под острым углом пересекает складчатые структуры. Контакты четкие, наклонены от интрузии под разными углами, наиболее полого — в средней части, в бассейне руч. Светлый. Здесь кровля массива только начинает вскрываться долинами водотоков. По гравиметрическим данным глубина распространения гранитоидов — 5 км, поперечные сечения линзовидные. В составе главной фазы преобладают роговообманково-биотитовые и биотитовые порфиroidные граниты, несколько меньше гранодиоритов. Породы преимущественно среднезернистые, реже мелкозернистые. Мелко- и среднезернистые диориты ранней фазы встречаются на правом берегу руч. Светлый в виде крупных (площадь выходов до 0,2 км<sup>2</sup>) ксенолитов среди гранитоидов массива Сторожевой. На левобережьях руч. Светлый и р. Утиная в краевых частях массивов Басугуньинский и Красивый закартированы тела диоритов и кварцевых диоритов площадью до 4 км<sup>2</sup>. Дайки гранитоидов поздних фаз встречаются повсеместно, ориентировка их разнообразная, но преобладает юго-восточная или близширотная. Протяженность даек до 1,5 км, мощность до 140 м (чаще 1–10 м), залегание крутое. На юго-востоке (массив Грозовой) закартированы небольшие (площади выходов до 0,1 км<sup>2</sup>) тела гранит-порфиров поздней фазы. Здесь же отмечаются дайки кварцевых диорит-порфиров, прорывающих гранитоиды главной фазы, которые условно причислены к басугуньинскому комплексу. Повсеместно встречаются маломощные жилы аплитов, редки пегматиты. В гранитоидах главной фазы, а также в более ранних диоритах и кварцевых диоритах штоков Басугуньинский,

Сторожевой и Красивый распространены зоны прожилково-жильного окварцевания и сульфидизации.

Ширина зоны ороговикования у выходов массивов Басугуньинской группы составляет 2–3,5 км. В экзоконтактовой внутренней зоне (до 70 м) алевролиты и глинистые породы полностью перекристаллизованы в гранолепидобластовые, порфиروبластовые андалузит-биотитовые, андалузит-кордиерит-биотитовые роговики. На большем удалении от контактов новообразования в роговиках — чешуйчатые биотит и серицит, порфиробласты кордиерита, реже андалузита, иногда калинатровый полевой шпат. Во внешней зоне распространены узловатые сланцы, которые на еще большем удалении сменяются пятнистыми сланцами, в которых глинистый цемент лишь частично замещен серицитом и биотитом.

По данным В. Н. Егорова [143], кварцевые диориты первой фазы — темно-серые, зеленовато-серые мелко- и среднезернистые породы с порфиroidной, гипидиоморфнозернистой структурой; состоят (%) из плагиоклаза с прямой и рекуррентной зональностью — андезина, до лабрадора № 70 в ядрах зерен (в среднем по 34 шлифам — 54,8), калишпата (4,0), кварца (12,8), авгита (0,8), гиперстена (5,5), зеленой или зеленовато-бурой роговой обманки (14,1), биотита (7,8), аксессуарных (0,7) — апатита, циркона, сфена, ильменита, реже магнетита, ортита.

Диориты отличаются пониженным содержанием (%) калишпата (в среднем — 0,6), кварца (4,4) и повышенным темноцветных (32,7). В редко встречающихся габбродиоритах содержание темноцветных еще выше (34–37%).

Гранодиориты и граниты главной фазы сходны по структуре и текстуре. Это серые, буровато-серые среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые порфиroidные породы. Порфиroidные выделения (до 1 см) представлены плагиоклазом с прямой или рекуррентной зональностью — олигоклазом, андезином № 13–45, до лабрадора № 52 в ядрах. Калишпат — решетчатый и нерешетчатый микроклин, реже ортоклаз. Темноцветные представлены бурым с красным оттенком биотитом и зеленой обыкновенной роговой обманкой, изредка отмечаются гиперстен и клинопироксен. Аксессуарные — апатит, циркон, ильменит, более редкие гранат, сфен, магнетит, ортит. Структура гипидиоморфнозернистая: плагиоклаз и темноцветные более идиоморфны, чем кварц и калишпат. Состав гранодиоритов (в среднем по 30 шлифам) (%): плагиоклаз — 45,6, калишпат — 18,9, кварц — 22,3, роговая обманка — 2,3, биотит — 10,3, аксессуарные — 0,6. Состав гранитов (в среднем по 90 шлифам) (%): плагиоклаз — 39,4, калишпат — 23,5, кварц — 28,1, роговая обманка — 0,5, биотит — 7,9, аксессуарные — 0,6.

Граниты малых тел, прорывающие породы главной фазы, характеризуются примерно равным соотношением плагиоклаза, калишпата и кварца, темноцветный — биотит (около 5%), изредка отмечается роговая обманка.

Лейкограниты заключительной фазы — светло-серые, светло-буроватые мелкозернистые породы с порфиroidной, гипидиоморфнозернистой или паналлотриоморфнозернистой структурой, состоят (%) из кислого

плагиоклаза (в среднем по 19 шлифам — 26,6), калишпата (36,2), кварца (33,9), биотита (3,0), аксессуарных (0,1) — апатита, циркона, рудного, иногда сфена. Порфиroidные выделения (10–35%) размером 5–7 мм представлены плагиоклазом, микроклином, кварцем, биотитом.

Вторичные изменения в породах относительно слабые — это серицитизация и сосюритизация плагиоклаза, хлоритизация и карбонатизация темноцветных, отмечаются новообразования эпидота, клиноцоизита, пренита, актинолита, мусковита, альбита, кварца, цеолитов.

Площадь выходов остальных интрузий басугуньинского комплекса в пределах Иньяли-Дебинского синклиория не превышает 25 км<sup>2</sup> (шток Столовый), однако по геофизическим данным размеры интрузий на глубине более значительные, а шток Бейчинский (6 км<sup>2</sup>) представляет собой выход на поверхность ориентированного в широтном направлении плутона Среднеканский, площадь распространения которого составляет около 300 км<sup>2</sup>. По составу малые интрузии аналогичны петротипическому массиву, шток Бейчинский сложен гранитами, более лейкократовыми, чем породы главной фазы массивов Басугуньинской группы.

Полуколичественным спектральным и атомно-абсорбционным анализами в гранитах штоков Бейчинский и Березовый выявлены повышенные концентрации Au, As, Bi, гранитоиды массива Столовый характеризуются повышенными содержаниями Sr [143].

Наибольшая концентрация даек басугуньинского комплекса наблюдается в Сабаргинском поле даек, которое протягивается на 38 км при ширине до 12 км от правого берега р. Колыма ниже устья р. Среднекан в юго-восточном направлении в бассейн руч. Бейча. Дайковое поле расположено в надэнтрузивной и околоинтрузивной зоне массива Среднеканский. Сложено многочисленными дайками диорит-порфиритов, диоритов, кварцевых диорит-порфиритов, кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиритов, гранит-порфиритов, на востоке (правобережье руч. Дубач) отмечаются редкие дайки лейкогранит-порфиритов. Резко преобладают порфиroidные породы. В северо-восточной части поля больше даек кислой группы, а на юго-западе — средней. Протяженность даек до 16 км, мощность от 1 до 40 м. Простираение в большинстве случаев юго-восточное, в средней части поля — близширотное, часть кислых даек ориентирована в северо-восточном и близмеридиональном направлениях. Дайки в основном крутопадающие, секущие, форма их плитообразная, отмечаются апофизы и разветвления типа «конских хвостов».

По минеральному составу порфиroidные породы басугуньинского комплекса аналогичны породам плутонического облика. Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты отличаются от одноименных пород нерабохапчинского комплекса большим количеством (20–30%) вкрапленников плагиоклаза и темноцветных и их размером — до 7 мм. В гранодиорит-порфирах и гранит-порфирах обильны (20–35%) порфиroidные выделения плагиоклаза (до 1 см), биотита, кварца (до 5 мм), иногда роговой обманки, калишпата и граната.

В дайках и других малых телах комплекса, залегающих среди осадочных пород, вторичные изменения, как правило, более сильные, чем в штоках;

первичные минералы частично замещены хлоритом, карбонатом, серицитом, альбитом, отмечаются сульфиды — пирит, арсенопирит.

В пределах Балыгычанского поднятия интрузии басугуньинского комплекса сконцентрированы в основном в полосе северо-западного простирания, параллельной разлому Умарский, который и является магмоконтролирующим.

Один из типичных массивов комплекса на Балыгычанском поднятии — шток Нетчен-Хая (17 км<sup>2</sup>) приурочен к периклинальному замыканию Мякит-Хурчанской брахиантиклинали, прорывает верхненорийскую бохапчинскую и нижнеюрскую нетченскую свиты. Форма его в плане близка к овальной, длинная ось ориентирована в близмеридиональном направлении. Западный и южный контакты штока крутые, до вертикальных, северный падает от массива под углом 45°, восточный более пологий (30–40°). Северный контакт осложнен апофизами. Ширина ореола контактово измененных пород изменяется от 0,4–0,6 км на западе и юге массива до 0,8–1,5 км в районе северного и восточного экзоконтактов.

По данным В. В. Егорова [141], В. М. Кузнецова [162] и П. Н. Анорова [122], шток сложен породами главной фазы — порфиоровидными преимущественно среднезернистыми биотитовыми (редко с роговой обманкой) гранитами, в краевых частях штока в виде небольших оторочек отмечаются мелкозернистые гранодиориты и граниты, а в центральной части наблюдаются крупнозернистые разности гранитов. Кварцевые диориты, представляющие собой более раннюю фазу, встречаются в виде ксенолитов в гранитах и в небольших сателлитах экзоконтактовой зоны.

Граниты главной фазы — светло-серые среднезернистые породы, состоят (%) из андезина—олигоклаза (в среднем по 20 шлифам — 35,4), калишпата, в том числе микроклина (27,8), кварца (29,6), биотита (6,8), акцессорных (0,4), представленных апатитом, цирконом, рудным, иногда ортитом, флюоритом, гранатом. Структура порфиоровидная, гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой. В выделениях размером до 1 см присутствуют калишпат и плагиоклаз. Породы в разной степени катаклазированы, что отражено в перекристаллизации части первичного кварца в тонкозернистый гранобластовый агрегат зерен, изогнутости пластин слюды. Вторичные изменения участками сильные, выражены в калишпатизации (микроклинизации), мусковитизации, альбитизации, карбонатизации, хлоритизации, серицитизации.

Гранодиориты содержат (%) меньше, чем в гранитах, калишпата (около 20), кварца (20–25) и больше плагиоклаза (40–45), темноцветных (15–20). Среди последних более часто отмечается роговая обманка.

Поздние дайки и дайкообразные тела отчетливо порфиоровидных мелкозернистых гранитов и гранит-порфиоров по минеральному составу практически идентичны гранитам главной фазы. Мало различаются породы и по данным химического анализа (табл. 5).

Дайки лейкогранитов, субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов и лейкогранит-порфиоров характеризуются равными соотношениями кислого плагиоклаза, калишпата и кварца, среднее содержание биотита составляет 2%. Акцессорные — апатит, ортит, сфен, рутил, рудные.



Структура наиболее раскристаллизованных разностей порфиroidная гипидиоморфнозернистая, графическая, паналлотриоморфнозернистая.

Остальные интрузии басугуньинского комплекса Балыгычанского поднятия также сложены преимущественно гранитами, в составе некоторых массивов: Галлюцинация, Гран, Столовый (восточный), Вьсь преобладающие породы — гранодиориты. Многие интрузии, как и в Иньяли-Дебинском синклинии, представляют собой выходы на поверхность более крупных плутонов. В качестве примера можно привести шток Загадка (9 км<sup>2</sup>) — выступ на поверхности массива Паутовский, площадь распространения которого по гравиметрическим данным — около 500 км<sup>2</sup>.

Из штоков басугуньинского комплекса в пределах Аян-Юряхского антиклинория самым крупным является Бол. Чалбыкан (10 км<sup>2</sup>), расположенный в междуречье Обо—Бохапча. Массив имеет изометричную форму. Падение контактов крутое в сторону вмещающих верхне-среднетриасовых терригенных пород. Шток сложен породами главной фазы — мелко- и среднезернистыми гранодиоритами, гранитами, в краевых частях отмечаются гранодиорит-порфиры. Породы ранней фазы представлены ксенолитами кварцевых диоритов. Отмечаются рвущие дайки гранит-порфиrow. Встречаются жильные производные — аплиты и пегматиты. Для пород массива характерен акцессорный гранат.

По данным В. С. Чурина [209] и П. Н. Анорова [121], гранодиориты состоят (%) из зонального андезина, до олигоклаза в оторочках зерен (в среднем по двум шлифам — 47,0), калишпата (14,9), кварца (21,3), зеленой роговой обманки (1,7), биотита (14,3), акцессорных (0,8). Состав гранитов (среднее по четырем шлифам) (%): плагиоклаз (45,7), калишпат (16,1), кварц (29,4), роговая обманка (0,3), биотит (8,0), акцессорные (0,5). Акцессорные в гранитоидах представлены рудным, апатитом, цирконом, гранатом, ортитом. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая.

По химическому составу (табл. 5) породы комплекса относятся к нормальному ряду, с калиево-натриевым типом щелочности. Несколько повышенная щелочность отмечается в гранитоидах поздних фаз. Калинатовое отношение по сравнению с более ранним нера-бохапчинским комплексом более высокое, а в кислой группе пород К<sub>2</sub>О стабильно преобладает над Na<sub>2</sub>O. Исключение составляют гранитоиды малых штоков в пределах Аян-Юряхского антиклинория, отличающиеся повышенной натриевостью. Характерно относительно высокое содержание извести в гранодиоритах, а иногда и в гранитах. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 14) тренд комплекса близок к известково-щелочному (коровому орогенному) тренду.

Интрузивные тела басугуньинского комплекса прорывают отложения перми, триаса, нижней и средней юры, контактово метаморфизуют интрузии нера-бохапчинского комплекса. Дайки среднего состава, а также гранодиорит-порфиры ороговикованы в контактовом ореоле массива Средне-Буюндинский каньонского комплекса [143]. Многочисленные К-Аг датировки пород басугуньинского комплекса (рис. 15) неоднозначны (преимущественно раннемеловые) и заключены в пределах 85,4—189,6 млн лет.

Одиннадцать Rb-Sr изохронных дат также имеют большой разброс — от 69 до 166 млн лет. Более компактное распределение возрастных значений получено по данным Ar<sup>40</sup>-Ar<sup>39</sup> датирования неизмененных пород [63]. Возраст гранитов штока Берентал составил  $140 \pm 1$  млн лет, штока Нетчен-Хая —  $146 \pm 1$  млн лет, гранодиоритов штока Бол. Чалбыкан —  $149 \pm 2$  млн лет. В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом по циркону определен возраст гранитов петротипического массива Басугуньинский, составивший  $149,8 \pm 1,6$  млн лет, а также кварцевых диоритов дайки Мощная (бассейн р. Среднекан) —  $154,4 \pm 0,94$  млн лет и гранит-порфиров дайки Мощная —  $151,3 \pm 2,5$  млн лет. Тем же методом близкий возраст получен В. В. Акининым [3] в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США, который составил  $152,0 \pm 1,6$  млн лет для гранит-порфиров дайки Мощная,  $151,7 \pm 1,7$  млн лет для гранитов малого штока Дарьял (правобережье р. Утиная). Несколько более древний возраст определен для гранодиоритов штока Столовый —  $157 \pm 2$  млн лет. Таким образом, U-Pb и Ar-Ar датировки, полученные в разных лабораториях, позволяют уверенно считать басугуньинский комплекс позднеюрским\*

С комплексом связано оруденение золото-редкометалльной формации (обычно локализовано непосредственно в штоках, реже в контактовых роговиках), предполагается связь и золото-кварцевого оруденения.

**Сибердыкский плутонический гранодиорит-гранитовый комплекс (J<sub>3s</sub>)** распространен в пределах Аян-Юряхского антиклинория и прилегающих к нему частях Иньяли-Дебинского синклинория и Детринского брахискладчатого района, объединяет крупные массивы Сибердыкский (петротип), Бохапчинский, Обинский, шток Мандычанский. Массивы комплекса выделяются отрицательными аномалиями гравитационного поля интенсивностью до 10–15 мГал, характеризуются относительно низкими отрицательными (–50–100 нТл) значениями в магнитном поле. Они обрамляются узкими положительными (до 200–300 нТл) магнитными аномалиями вдоль контактов. Хорошо дешифрируются в МАКС яркими цветовыми пятнами и изрезанными формами рельефа.

Интрузии сибердыкского комплекса сложены роговообманково-биотитовыми и биотитовыми г р а н и т а м и ( $\gamma$ ), меньше г р а н о д и о р и т а м и ( $\gamma\delta$ ), относящимися к первой (главной) фазе, в небольшом количестве распространены породы второй фазы — граниты, в том числе двуслюдяные, лейкограниты и субщелочные двуполевошпавые лейкограниты. Комплекс относится к гранитовой формации [57].

Отличительные черты сибердыкского комплекса — крупные размеры интрузий, наличие в гранитоидах наряду с биотитом роговой обманки, акцессорного граната и других высокоглиноземистых минералов. Для

---

\*Имеются противоречия между геологическими и изотопно-геохронометрическими данными о соотношениях интрузий басугуньинского и нера-бохапчинского комплексов. U-Pb датировки обоих комплексов практически одинаковые, в то время как имеются многочисленные наблюдения того, что массивы басугуньинского комплекса метаморфизуют нера-бохапчинские дайки. (Прим. ред.)

гранитоидов главной фазы характерно примерно равное соотношение  $K_2O$  и  $Na_2O$ , чем они в основном и отличаются от пород каньонского комплекса, сходных по составу, но более калиевых.

Петротипический массив Сибердыкский находится в верховьях рек Сибердык и Обо — правых притоков р. Колыма. Плутон прорывает отложения верхней перми и нижнего—среднего триаса на стыке Аян-Юряхского антиклинория с Детринским брахискладчатым районом. Площадь выхода — 240 км<sup>2</sup> (40 км<sup>2</sup> в рамках листа Р-56). Форма массива в плане близкая к овальной, длинная ось ориентирована в северо-восточном направлении. Контакты в основном крутые (60–80°), секущие слоистость осадочных пород, падают в сторону от массива. Южный контакт значительно более пологий (10–20°), здесь в большинстве случаев падение согласное с напластованием пород.

Ширина зоны интенсивного ороговикования составляет 400–600 м, в южной и юго-восточной частях — 800–1200 м. Вмещающие существенно глинистые породы преобразованы в биотитовые, мусковит- и серицит-биотитовые роговики с кордиеритом, андалузитом, турмалином и актинолитом. Роговики с андалузитом приурочены непосредственно к экзоконтакту интрузии. Во внешней зоне слабого ороговикования распространены узловатые и пятнистые сланцы [88].

В настоящей записке принимается гомодромная последовательность становления массива, описанная А. П. Соболевым [88] и подтвержденная позднее П. Н. Аноровым [121]. Главная фаза представлена среднезернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, реже гранодиоритами. В западной и центральной частях массива (лист Р-55) в гранитоидах главной фазы присутствуют крупные (до 1 км<sup>2</sup>) ксенолиты габбродиоритов, диоритов и кварцевых диоритов (вероятно басугуньинского комплекса). Вторая фаза — это небольшие (до 10 км<sup>2</sup>) штоки мелкозернистых двуслюдяных и биотитовых гранитов, дайки лейкогранитов, распространенные преимущественно в западной и центральной частях массива. Рвушие контакты гранитов главной фазы со стороны мелкозернистых двуслюдяных гранитов описаны А. П. Соболевым [88]. Ранее Н. В. Ичетовкин [148] считал двуслюдяные граниты ксенолитами колымского комплекса, что служило основанием относить сибердыкский комплекс к раннемеловым образованиям.

По данным А. П. Соболева [88] и Н. В. Ичетовкина [148], граниты главной фазы светло-серые среднезернистые, в апикальных частях мелкозернистые с порфиroidными выделениями размером до 2 см калишпата (от первых % до 15%). Количество выделений максимальное в породах юго-западной части плутона, в центральной — не превышает 5–6%. В северной части преобладают биотитовые разности гранитов, а в южной — роговообманково-биотитовые. Плаггиоклаз в породах № 20–55 (36–42%) обычно преобладает над микроклином (16–21%), а биотит (11–12%) над роговой обманкой (0,1–0,9%). Биотит бурый с красноватым оттенком, обыкновенная роговая обманка — зеленая. Акцессорные представлены апатитом, ортитом, цирконом, ильменитом, магнетитом, гранатом, корундом, рутилом, сфеном. Из вторичных отмечены хлорит, серицит,

эпидот. Структура гранитов порфиroidная, гипидиоморфнозернистая, реже пойкилитовая.

Мелкозернистые двуслюдяные граниты второй фазы — светло-серые с зеленоватым оттенком породы с равномернозернистой структурой; состоят (%) из плагиоклаза № 22–25 (в среднем по 21 шлифу — 37,3), микроклина (20,0), биотита (6,4), мусковита (1,7), аксессуарных (3,6), представленных кордиеритом, апатитом, гранатом, рудным [148]. Среди гранитов главной фазы описаны малые тела и дайки мелкозернистых порфиroidных лейкогранитов и субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов, отличающихся от двуслюдяных гранитов преобладанием калишпата над кислым плагиоклазом и пониженным содержанием (около 3%) биотита [121]. Контакты их с гранитами интрузивные.

Из жильных производных в пределах плутона встречаются аплиты [121]. Гидротермальные образования представлены кварцевыми жилами, развалы которых широко распространены в южной и юго-западной частях массива.

По данным спектрального анализа в гранитоидах главной фазы выявлены повышенные содержания Pb, Ga, частично Sc [148].

Массив Бохачинский (750 км<sup>2</sup>) находится в бассейне р. Бохача и ее правого притока — руч. Хетакагчан, залегает среди верхнетриасовых и, отчасти, нижнеюрских терригенных образований в пределах Бохачинской ветви Иньяли-Дебинского синклинория. Выход массива имеет овальную форму, его длинная ось ориентирована в северо-западном направлении согласно простиранию складчатых структур. Контакты круто, под углами 65–90° падают в сторону вмещающих пород. Пологие углы падения (15–45°) характерны для восточной части массива.

По данным В. В. Уманцева [205], Б. И. Малькова [58], А. П. Соболева [88], плутон сложен порфиroidными среднезернистыми и крупнозернистыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами. Крупнозернистые граниты распространены в эндоконтактной зоне шириной до 6 км преимущественно на юго-востоке массива; они, как правило, биотитовые, только ближе к эндоконтакту появляется роговая обманка. В северной эндоконтактной зоне распространены мелко-среднезернистые гранодиориты. Взаимопереходы между разновидностями гранитоидов постепенные [205]. Повсеместно встречаются округлые ксенолиты и шпирсы гибридных пород размером до 0,5 м, по составу отвечающие кварцевым монцонитам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, меланогранитам.

В северо-восточной части плутона закартированы небольшие (до 2 км<sup>2</sup>) изометричные и вытянутые в близмеридиональном направлении тела мелкозернистых лейкогранитов второй фазы, имеющие резкие, с зонками лейкократизации контакты со среднезернистыми биотит-амфиболовыми гранитами [205].

Ореол контактового метаморфизма достигает ширины 2 км. По терригенным породам развиты роговики андалузит-кордиеритовые, биотит-кордиеритовые, кордиеритовые с порфироблатовой, лепидогранобластовой структурой. Во внешней зоне распространены узловатые и пятнистые сланцы.

Амфибол-биотитовые граниты главной фации — серые порфиroidные средне-, иногда крупнозернистые породы состоят (%) из плагиоклаза №12–37 с прямой зональностью (в среднем по 10 шлифам — 31,5), калишпата (29,2), кварца (27,5), биотита (9,2), амфибола — обыкновенной роговой обманки или гастингсита (2,3). Изредка присутствуют единичные зерна пироксена. Акцессорные (0,3%) — циркон, апатит, ортит, рудный. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая. Порфиroidные выделения размером до 4 см представлены калишпатом, количество вкрапленников обычно составляет 10–15%.

Биотитовые граниты эндоконтактовой зоны — серые крупнозернистые, порфиroidные; состоят (%) из плагиоклаза №16–36 (22), пертитового калишпата (35), кварца (36), биотита (7), акцессорных — циркона, апатита, граната, реже андалузита, шпинели, флюорита, топаза, турмалина. Структура порфиroidная гипидиоморфнозернистая, паналлотриоморфнозернистая.

Гранодиориты эндоконтактовой зоны — темно-серые мелко-среднезернистые породы; состоят (%) из плагиоклаза (42,1), калишпата (24,6), кварца (22,5), биотита (9,7), роговой обманки (1,0) и акцессорных (0,1).

Мелкозернистые лейкограниты второй фазы — светло-розовато-серые; состоят (%) из плагиоклаза № 22–27 (16,3), калишпата (34,5), кварца (48,6), биотита (0,6), акцессорных — циркона, апатита, сфена. Вторичный — мусковит. Структура паналлотриоморфнозернистая, текстура массивная, иногда миароловая.

Жильные породы встречаются редко — это аплиты, иногда пегматиты. Мощность жил и даек от 0,05 до 2 м, преимущественное простирание северо-восточное или северо-западное. В гранитах распространены кварцевые жилы с вольфрамовой минерализацией. В эндоконтактах массива отмечены зоны грейзенизации.

Массив Обинский (150 км<sup>2</sup>) в междуречье Обо–Конго также расположен в пределах Бохапчинской ветви Иньяли–Дебинского синклиория. Массив прорывает верхнетриасовые осадочные породы. В плане имеет овальную форму, его длинная ось ориентирована в северо-западном направлении согласно простиранию складчатых структур. Контакты крутые, падают в сторону от массива. Гранитоиды по составу и структурам сходны с кислыми породами массива Сибердыкский [20]. Здесь же располагается близкий по составу шток Мандычанский (43 км<sup>2</sup>).

По химическому составу (табл. 5) гранитоиды сибердыкского комплекса относятся к нормальному ряду с натриевым—калиево-натриевым типом щелочности. Повышенная щелочность отмечается в малых телах второй фазы внедрения. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 14) тренд комплекса несколько отклоняется от известково-щелочного в сторону высококалиевого позднеорогенного. Основное отличие сибердыкских гранитоидов от соответствующих пород колымского и каньонского комплексов заключается в примерно равном соотношении содержаний Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O в породах главной фазы. В двуслюдяных гранитах и лейкогранитах содержания K<sub>2</sub>O значительно выше, чем Na<sub>2</sub>O, и по химическому составу они не отличаются от пород заключительных фаз вышеназванных комплексов.

Гранитоиды сибердыкского комплекса прорывают верхнепермские, триасовые и нижнеюрские отложения. Пять К-Аг датировок гранитов массива Бохапчинский заключены в пределах 116–158,4 млн лет (рис. 15). По гранитоидам этого же массива имеется одна Rb-Sr изохронная дата —  $148 \pm 27$  млн лет [157]. Породы и минералы центральной и западной частей петротипического массива Сибердыкский (лист Р-55) охарактеризованы 23 К-Аг датировками (98–143 млн лет) и тремя Rb-Sr изохронными ( $94 \pm 6,9$ ,  $101 \pm 2,6$  и  $135 \pm 1,6$  млн лет) [156], причем самая молодая Rb-Sr дата получена для двуслюдяных гранитов, считавшихся ранее наиболее древними. В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ для гранитов главной фазы массива Сибердыкский определен возраст U-Pb методом по циркону, составивший  $150 \pm 3$  млн лет. Полученная новая изотопная дата гранитов петротипического массива, а также ранее известные датировки пород массива Бохапчинский позволяют отнести комплекс к позднеюрским.

С гранитоидами комплекса ассоциирует оруденение вольфрама, золота, олова, висмута.

**Каньонский плутонический гранитовый комплекс ( $J_3kn$ )** объединяет массивы, находящиеся в зоне сочленения Омудевского поднятия с Сугойским синклиниорием, а также в пределах Балыгычанского поднятия. Расположение интрузивов контролируется разломом Улахан, вдоль которого они преимущественно и сконцентрированы. К каньонскому комплексу отнесены массивы Большой Каньон (петротип), Туоннахский, Дерясь-Юрягинский, Средне-Буюндинский, Вьючный, Потерянный, О-Кейский (рис. 13). Все эти массивы сложены роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами ( $\gamma$ ) главной фазы, небольшим распространением пользуются породы второй фазы — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты ( $\epsilon\gamma$ ), реже лейкограниты. В составе главной фазы изредка отмечаются гранодиориты, гибридные умереннощелочные граниты, граносиениты. Комплекс относится к гранитовой формации [56].

Отличительные черты каньонского комплекса — крупные размеры интрузивных тел; наличие в гранитоидах роговой обманки и высокоглиноземистых акцессорных минералов, низкая магнитность пород, стабильное преобладание в породах  $K_2O$  над  $Na_2O$ .

Петротипический массив Большой Каньон, расположенный в верховьях рек Верина, Сеймчан, приурочен к зоне сочленения Омудевского поднятия с Сугойским синклиниорием. Выход на поверхности ( $120 \text{ км}^2$ ) имеет форму слабо вытянутого в широтном направлении овала. В северном и восточном экзоконтактах наблюдаются мелкие штоки-сателлиты гранитоидного состава. Предположительная объемная форма интрузива по гравиметрическим данным — гарполит с корневой частью в районе южного контакта [187]. Вмещающие породы — терригенные отложения верхнего триаса и карбонатно-терригенные образования верхней перми. Контакты с вмещающими породами большей частью пологие ( $10\text{--}40^\circ$ ), падают в сторону от массива. Более крутые углы падения отмечаются только на севере массива. Пологими контактами обусловлена извилистость границ массива.

В аномальном магнитном поле массиву отвечает слабая отрицательная аномалия, подчеркнутая положительной аномалией над контактово измененными породами. В гравитационном поле плутону соответствует минимум.

Ширина ореола контактово измененных пород составляет 3–8 км. Во внутренней зоне (до 0,5–1 км) по терригенным породам развиты плагиоклаз-кварц-пироксеновые, плагиоклаз-амфибол-пироксеновые, биотитовые, кордиерит-биотитовые, андалузит-биотитовые, полевошпат-кварц-слюдистые и другие роговики с микрогранобластовой, микролепидогранобластовой и микропойкилобластовой структурами. Характерна сульфидизация роговиков (сульфиды — пирит, пирротин, реже арсенопирит, халькопирит, сфалерит). Во внешней зоне ороговикования терригенные породы преобразованы в пятнистые, узловатые слюдисто-хлоритовые сланцы, а также слабоуплотненные породы. Карбонатные породы во внутренней зоне мраморизованы, карбонатно-терригенные — скарнированы. Отмечаются и эндоскарны у контактов гранитоидов с карбонатными породами. Скарны распространены в пределах западного и северного экзоконтактов (иногда в эндоконтактах), среди них выделяются магнетит-ильменитовые, пироксеновые, гранат-пироксен-амфиболовые, цоизит-эпидот-пироксеновые, аксинитовые, волластонитовые.

Первая (главная) фаза массива представлена крупно- и среднезернистыми порфиридовидными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами. Ко второй фазе отнесены штоко- и дайкообразные тела мелкозернистых и неравномернозернистых биотитовых умереннощелочных лейкогранитов, лейкогранитов, дайки лейкогранит-порфиров. Жильные производные представлены пегматитами и аплитами. Наиболее крупное (около 5 км<sup>2</sup>) тело субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов второй фазы северо-западного простирания закартировано в юго-западном эндоконтакте массива. Остальные, более мелкие тела большей частью имеют близмеридиональную ориентировку. Интрузивные контакты лейкогранитов с породами первой фазы наблюдались в долине руч. Тур и на левобережье р. Каньон [187].

Дайки лейкогранит-порфиров, жилы аплитов, пегматитов имеют близмеридиональную, реже северо-западную и северо-восточную ориентировку. Мощность жил аплитов и пегматитов не превышает 1 м, протяженность их до десятков, редко до сотен метров. Дайки лейкогранит-порфиров обычно более мощные (до 5 м) и более протяженные (до 2 км).

В гранитах первой фазы в краевых частях интрузива, а также в его центральной части содержатся многочисленные (иногда до 60% объема) мелкие и крупные ксенолиты роговиков, мелкозернистых диоритов, иногда мраморизованных известняков и двуслюдяных гранитов с гранатом. В местах скопления ксенолитов в гранитах увеличивается количество биотита и роговой обманки, появляется пироксен и фаялит. Породы приобретают гибридный облик с характерной такситовой текстурой. Гибридные разновидности гранитоидов по составу соответствуют меланогранитам, субщелочным двуполевошпатовым гранитам, гранодиоритам, граносиенитам. Мелкозернистые умереннощелочные лейкограниты второй фазы

в большинстве случаев не содержат ксенолитов, обильные мелкие ксенолиты роговиков описаны только на юго-западе массива.

В гранитах отмечается большое количество турмалин-кварцевых, хлорит-кварцевых, кварцевых жил, мощность которых иногда превышает 1,5 м, реже встречаются флюорит-кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы. Ориентировка жил близмеридиональная. Кроме того, часто наблюдаются зоны хлоритизации и турмалинизации, приуроченные к многочисленным трещинам-отдельностям в гранитах и не имеющие четко выраженного направления.

Граниты первой фазы — светло-серые средне-крупнозернистые порфиroidные породы. Крупные (до 3 см) порфиroidные выделения представлены полевыми шпатами, в более мелких выделениях может присутствовать кварц. Породы, по данным А. П. Соболева и П. П. Колесниченко [88], А. Н. Ручкина [187], состоят (%) из плагиоклаза (в среднем по 16 шлифам — 32,6), пертитового калишпата (26,6), кварца (31,9), биотита (7,9), обыкновенной роговой обманки (0,5), аксессуарных (0,5). Спорадически отмечаются единичные зерна орто- и клинопироксена, фаялита. Плагиоклаз с прямой зональностью, либо незональный, представлен андезином, до олигоклаза №15 (редко до альбита) в оторочках зерен. У контактов гранитов с карбонатными породами, в узкой эндоконтактной зоне описан основной плагиоклаз — лабрадор. Для крупнопластинчатого биотита ранней генерации характерен красновато-бурый цвет, а для менее распространенного мелкочешуйчатого позднемагматического биотита — зеленовато-бурый. Кроме обыкновенной зеленовато-бурой роговой обманки, изредка отмечается коричневая или красно-бурая баркевикитового типа. Аксессуарные минералы гранитов представлены апатитом, цирконом, сфеном, ильменитом, ортитом, реже встречаются гранат, флюорит, турмалин; для гибридных разностей характерны кордиерит, андалузит, более редок дюмортьерит. Структура пород порфиroidная, гипидиоморфнозернистая, иногда монзонитовая, пойкилитовая. Вторичные минералы — серицит, мусковит, хлорит, клиноцоизит, эпидот, альбит.

Умереннощелочные лейкограниты второй фазы — светло-серые, светло-розовато-серые мелкозернистые породы; состоят (%) из плагиоклаза — от альбита до андезина №38 (24,9), калишпата (34,5), кварца (35,3), биотита (2,1), вторичных хлорита и турмалина (в сумме 3,2), единичных зерен роговой обманки, редко — фаялита. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, гранатом, сфеном, ортитом, рудным. Структура пород паналлотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая с элементами графической, иногда порфиroidная. Из вторичных минералов, кроме указанных выше, отмечены серицит, мусковит, альбит, клиноцоизит [88].

Лейкогранит-порфиры по составу аналогичны лейкогранитам. В порфиroidных выделениях присутствуют полевые шпаты, кварц, редко — биотит.

Аплиты — светло-серые, светло-розовато-серые мелкозернистые породы с аплитовой структурой. Состоят из кислого плагиоклаза (около 20%), калишпата (45%), кварца (35%), биотита (не превышает 2%, а обычно 1%



и менее). Вторичные изменения незначительны — это серицитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита.

Пегматиты — гигантозернистые (2–3 см) породы с графической структурой. Состоят из кварца, калишпата, кислого плагиоклаза, небольшого количества биотита и турмалина, реже в мелких зернах отмечается гранат.

По данным спектрального анализа граниты первой фазы содержат повышенные (относительно кларковых по А. П. Виноградову) концентрации Sn, Co, V, Mn, As, Bi, B; в умереннощелочных лейкогранитах второй фазы повышены содержания Sn, W, Co, Bi, Ag, As, Sb, B [87, 187].

Близкий по строению массив Туоннахский (310 км<sup>2</sup>) расположен к юго-востоку от массива Большой Каньон в междуречье Лыглытах–Верина–Медвежий, дискордантно залегает среди терригенных пород триаса и нижней–средней юры Сугойского синклиория. В плане имеет дугообразную форму, выпуклая его часть ориентирована на запад, ориентировка массива в целом близмеридиональная. Контакты извилистые, падают в сторону вмещающих пород полого на юго-западе, севере и северо-востоке (под углами 5–25°) и более круто на северо-западе и востоке (45–70°). Юго-западная часть массива срезана разломом Улахан. Ширина ореола контактовых изменений по терригенным породам составляет от 2 до 3 км. Во внутренней зоне шириной 0,5–1 км, до 1,5 км по терригенным породам развиты роговики, аналогичные таковым у массива Большой Каньон. Аналогично и строение внешней зоны ороговикования. Скарнов в контактовом ореоле не зафиксировано.

Главная фаза представлена средне-крупнозернистыми порфиroidными роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами. Вторая фаза — небольшие штоко- и дайкообразные тела, дайки мелкозернистых биотитовых лейкогранитов, прорывающих граниты главной фазы. Из жильных производных описаны аплиты. Интрузивные контакты между лейкогранитами второй и гранитами первой фаз неоднократно наблюдались в южной части массива [142].

Граниты первой фазы, по данным В. Н. Егорова [142], состоят (%) из плагиоклаза № 12–35 (28–32), пертитового калишпата (38–40), кварца (26–30), бурого биотита (10–15), не всегда присутствует роговая обманка. Акцессорные — апатит, сфен, циркон, рудные минералы, гранат, в гибридных гранитах и гранодиоритах появляется андалузит, кордиерит, в них же встречается клинопироксен. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая, реже паналлотриоморфнозернистая с элементами пойкилитовой. Крупные (1–3 см) порфиroidные выделения представлены плагиоклазом и калишпатом, реже более мелким кварцем, которые составляют 10–20% объема породы. Вторичные — серицит, хлорит.

Лейкограниты второй фазы — серые мелкозернистые породы, состоят из олигоклаза, калишпата (преобладает над плагиоклазом), кварца и биотита. Акцессорные — апатит, циркон, сфен. Структура пород порфиroidная, гипидиоморфнозернистая, реже паналлотриоморфнозернистая, участками пойкилитовая. В порфиroidных выделениях размером до 0,8 см присутствуют полевые шпаты, кварц, биотит.

Массив Средне-Буондинский (335 км<sup>2</sup>) находится в междуречье Становая—Буонда. В плане он имеет изометричную форму, субконформно залегает среди дислоцированных верхнетриасовых и нижнеюрских осадочных пород в северной части Балыгычанского поднятия. Глубина распространения гранитоидов по гравиметрическим данным — 5 км. Аномальное магнитное поле над выходами гранитов слабое отрицательное. Массиву отвечает гравитационный минимум амплитудой до 14 мГал. Контакты круто падают в сторону от массива под углами более 50°, нередко отмечается и вертикальное их залегание [195]. Ширина ореола ороговикования составляет 3—4 км. Выделяется [195] зона интенсивного ороговикования (1—1,5 км), где распространены биотитовые, кордиеритовые и андалузитовые роговики с порфиروبластовой, лепидогранобластовой структурой. Внешняя зона — это узловатые, пятнистые относительно слабо ороговикованные аргиллиты, глинистые алевролиты и песчаники, в которых вторичный биотит и серицит развивается лишь пятнами в глинистом цементе.

По данным В. Н. Егорова [143], В. М. Кузнецова [47], С. А. Сосновского [195], А. П. Соболева [87], массив сложен среднезернистыми порфиroidными гранитами первой (главной) фазы, составляющими 90% площади. Меньшим распространением пользуются мелкозернистые субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты и лейкограниты второй фазы, образующие пологозалегавшие пластообразные тела площадью до 15 км<sup>2</sup>. Ко второй же фазе отнесены крутопадающие дайки лейкогранитов, лейкогранит-порфиоров. Дайки лейкогранитов и лейкогранит-порфиоров имеют мощность до 30 м, протяженность до 2,5 км, простираение их северо-восточное. Контакты даек с гранитами первой фазы резкие [195]. Среди гранитов, особенно в южной и северо-восточной частях массива, встречаются мелкие и крупные (протяженностью до 6,5 км) ксенолиты диоритов, габбро-диоритов, относящиеся предположительно к предшествующему басугуньинскому комплексу.

Граниты первой фазы — серые, светло-серые среднезернистые порфиroidные роговообманково-биотитовые, реже биотитовые, содержат крупные (до 3 см) выделения полевых шпатов. В более мелких (до 8 мм) выделениях не всегда присутствуют кварц и роговая обманка. Породы состоят (%) из зонального плагиоклаза — олигоклаза—андезина № 18—30, до лабрадора № 52 в ядрах и альбита № 4 в каймах (в среднем по девяти шлифам — 27,1), ортоклаз-пертита и микроклина (31,8), кварца (33,2), зеленой роговой обманки (0,7), красновато-бурого биотита (6,8), аксессуарных (0,4) — апатита, циркона, ильменита, монацита, реже сфена, ортита, магнетита, граната, андалузита, шпинели. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая. Обычны слабая хлоритизация биотита, серицитизация и сосюритизация плагиоклаза. Лейкограниты и субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты второй фазы по составу аналогичны таким же породам петротипического массива. Отмечаются редкие порфиroidные выделения полевых шпатов и кварца размером до 5 мм.

По данным полуколичественного спектрального анализа концентрация элементов-примесей в гранитоидах главной фазы близфоновая [143].

Граниты главной фазы более мелких интрузий комплекса — О-Кейского (88 км<sup>2</sup>), Вьючного (45 км<sup>2</sup>), Дерясь-Юрягинского (12 км<sup>2</sup>) отличаются от пород более крупных плутонов большей лейкократовостью. Гранитоиды штока Дерясь-Юрягинский не содержат роговой обманки, но характерные для комплекса акцессорные высокоглиноземистые минералы присутствуют — это гранат, андалузит, шпинель.

По химическому составу граниты главной фазы каньонского комплекса относятся к нормальному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Как и для басугуньинского комплекса, для кислых пород характерно преобладание K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O. Среди гибридных пород отмечаются разности с повышенной щелочностью — граносиениты, субщелочные двуполовошпатовые граниты. Умереннощелочной уклон характерен и для наиболее кислых разностей главной фазы, а также гранитоидов второй фазы, что отражено и на диаграмме Л. С. Бородина (рис. 14), на которой тренд комплекса отклоняется от известково-щелочного (корового орогенного) тренда в сторону высококалийевого позднеорогенного.

Самые молодые осадочные образования, прорванные каньонскими интрузиями — раннеюрские. Немногочисленные К-Аг датировки пород комплекса (рис. 14) имеют широкий разброс значений; более компактное распределение дат получено Аг-Аг и U-Pb методами.

Для гранитов петротипического массива Большой Каньон имеется Rb-Sr изохронная дата —  $151 \pm 11$  млн лет [156], Аг-Аг датировка —  $145,2 \pm 0,6$  млн лет [63]. В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ определен возраст U-Pb методом по циркону пяти образцов гранитоидов главной фазы, который составил  $148 \pm 2,2$ ,  $150 \pm 2,1$ ,  $150 \pm 2,2$ ,  $156 \pm 2,4$  и  $163 \pm 3$  млн лет, а также одного образца лейкогранитов второй фазы —  $153,1 \pm 2,4$  млн лет. Почти все даты, полученные разными методами по породам петротипического массива, соответствуют поздней юре.

Другой массив, до недавнего времени считавшийся поздне меловым — Дерясь-Юрягинский, при составлении Госгеолкарты 1000/3 по данным радиологического определения возраста пород, а также особенностям минерального состава переведен в позднеюрский каньонский комплекс. В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом по циркону определен возраст гранит-порфиров и гранитов главной фазы, который составил соответственно  $160,3 \pm 5,3$  и  $151,6 \pm 2,2$  млн лет, несколько более молодые датировки получены для лейкогранитов второй фазы —  $144 \pm 1,3$  и  $148 \pm 1,4$  млн лет. В лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ для пород массива определен Rb-Sr изохронный возраст, составивший  $154,6 \pm 6,3$  млн лет при первичном отношении  $Sr^{87}/Sr^{86}$ , равном 0,70975. Ранее была известна и более молодая датировка гранитов, полученная Аг-Аг методом —  $141 \pm 1$  млн лет [63].

В пределах Балыгычанского поднятия U-Pb методом по циркону в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ определен возраст гранитов массива Средне-Буюндинский, составивший  $153,2 \pm 3,8$  млн лет. Кроме того, по более ранним определениям известны: Аг-Аг датировка —  $146 \pm 2$  млн лет [63] и Rb-Sr изохронная —  $119 \pm 8$  млн лет [156]. Последняя дата явно занижена и не подтверждается другими методами

определения возраста. Для гранитов массива О-Кейский В. В. Акининым [3] в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США U-Pb методом по циркону получена дата  $158,5 \pm 1,4$  млн лет. Граниты массива Вьючный охарактеризованы двумя Rb-Sr изохронными датировками —  $143 \pm 4$  и  $163 \pm 2$  млн лет [37].

Таким образом, по полученным в последнее время изотопным датам, прежде всего уран-свинцовым, можно более уверенно относить каньонский комплекс к позднеюрским образованиям\*.

С комплексом ассоциирует оруденение олова, кобальта, золота, серебра, свинца, цинка, железа.

**Колымский плутонический комплекс высокоглиноземистых гранитов ( $J_3k$ )** представлен единственным массивом — Больших Порогов ( $550 \text{ км}^2$ ), расположенным на берегах р. Колыма выше устья р. Бохапча. В плане плутон имеет овальную форму, вытянут в близмеридиональном направлении, косо пересекает вмещающие триасовые и ниже-среднеюрские терригенные отложения Бохапчинской ветви Иньяли-Дебинского синклинория. Контакты восточной и северной части плутона круто, под углами  $70\text{--}80^\circ$  падают в сторону вмещающих пород, и более полого ( $30\text{--}50^\circ$ ) на западе и юго-западе. Массив Больших Порогов отмечен отрицательной аномалией поля силы тяжести интенсивностью около 10 мГал; характеризуется слабоотрицательным ( $-50 \text{ нТл}$ ) магнитным полем, сопровождается узкими положительными аномалиями ( $50\text{--}100 \text{ нТл}$ ) по экзоконтактам. Четко дешифрируется в МАКС ярким цветовым полем.

По данным А. П. Соболева [88] и В. В. Уманцева [205], массив сложен средне-крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами ( $\gamma$ ), распространенными в краевых частях массива, и крупнозернистыми в центральной части. Характерно наличие округлых ксенолитов измененных вмещающих пород до десятков см в поперечнике. В юго-восточной краевой части массива закартированы небольшие тела мелкозернистых умереннощелочных лейкогранитов северо-восточной ориентировки, относящихся ко второй фазе. Зафиксированы резкие интрузивные контакты между лейкогранитами и крупнозернистыми гранитами [205].

Жильные породы представлены аплитами, редко — пегматитами, концентрирующимися в эндоконтактной части интрузива. Мощность даек и жил не превышает 2–3 м, обычно менее 1 м, протяженность их метры–десятки и сотни метров, редко до 2 км, залегание крутое. Преимущественная ориентировка жильных тел близмеридиональная, реже северо-восточная и северо-западная, на севере плутона отмечается и близширотная.

---

\*При доминировании позднеюрских U-Pb датировок не следует игнорировать данные о более древнем изотопном возрасте гранитоидов. Как видно из приведенных цифр, в породах каньонского комплекса разными методами в различных лабораториях установлена среднеюрская дата в 163 млн лет. Близкие к этой дате нередко фиксируются в частных замерах цирконов на приборе SHRIMP-II в пробах из пород других комплексов Главного (Колымского) плутонического пояса. Эта дата отвечает времени крупной тектонической перестройки в соседней Индигиро-Колымской складчатой системе. (Прим. ред.)

Вмещающие терригенные породы в зоне шириной до 2 км преобразованы в биотитовые, биотит-кордиеритовые, андалузит-кордиеритовые роговики с порфиروبластовой, лепидогранобластовой структурами. Во внешнем ореоле ороговикования распространены узловатые и пятнистые сланцы.

Граниты главной фазы — серые, светло-серые порфировидные породы. Выделения размером до 3 см представлены калишпатом. Количество выделений составляет 6–10% и не превышает 15% объема породы. Граниты центральной части массива, по А. П. Соболеву [88], состоят (%) из плагиоклаза (в среднем по 20 шлифам — 28,3), микроклина (28,6), кварца (36), биотита (7), аксессуарных (0,1). Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая (преобладает идиоморфизм плагиоклаза и биотита по отношению к кварцу и калишпату). В эндоконтактных частях плутона граниты более меланократовые; по данным А. П. Соболева [88], В. В. Уманцева [205], И. Н. Старцева [200], состоят (%) из плагиоклаза с прямой зональностью (в среднем по 31 шлифу — 32,6), микроклина (25,3), кварца (31,0), биотита (10,6), аксессуарных (0,4), в единичном случае описан фаялит. Аксессуарные минералы представлены цирконом, апатитом, рутилом, турмалином, в пробах-протоочках установлены также ильменит, гранат, монацит, ксенотим, флюорит, шеелит, андалузит, пирит, пирротин, арсенопирит [87]. Породы обычно относительно свежие, из вторичных минералов описаны калишпат, мусковит, серицит, карбонат.

Мелкозернистые умереннощелочные лейкограниты второй фазы — светло-розовато-серые, светло-буроватые породы, в них калишпат значительно преобладает над кислым плагиоклазом, содержание бурого биотита составляет около 3%. Участками лейкограниты грейзенизированы.

Зоны грейзенизации отмечаются также и в средне-крупнозернистых гранитах. Из гидротермальных жильных образований встречаются редкие маломощные кварцевые, арсенопирит-кварцевые жилы, иногда золотоносные.

Спектральным анализом повышенных содержаний элементов-примесей в гранитах не выявлено [88].

По данным химического анализа (табл. 5) гранитоиды колымского комплекса — типичного представителя формации высокоглиноземистых гранитов [64] относятся к нормальному ряду со щелочностью калиево-натриевого типа. Характерно преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  во всем ряду пород. Лейкограниты второй фазы выделяются несколько повышенной щелочностью. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 14) тренд комплекса соответствует известково-щелочному коровому орогенному с отклонением в более щелочную сторону в области лейкогранитов.

Граниты массива Больших Порогов охарактеризованы четырьмя K-Ar датировками: по породе — 102 млн лет, по биотиту — 136,1; 141,0 и 147,4 млн лет [156]. В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ определен возраст гранитов U-Pb методом по циркону, составивший  $155 \pm 2,4$  млн лет. С учетом новых U-Pb датировок, полученных В. В. Акининым [3] для гранитов других массивов колымского комплекса: Чьорго (петротип) —

151,3 ± 0,7 млн лет и Малый Анначаг — 149,1 ± 0,9 млн лет, можно уверенно принять возраст комплекса как позднеюрский.

С гранитоидами массива ассоциируют проявления золота.

## РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Мандычанский гипабиссальный комплекс эссексит-габбровый ( $K_1md$ )** распространен в западном обрамлении Балыгычано-Сугойского прогиба. Представлен дайками, реже малыми штоками и дайкообразными телами габбро ( $v$ ), габбро-порфиритов, долеритов ( $mv$ ), эссекситов, монцогаббро, тешенитов ( $\epsilon v$ ), габбродиоритов ( $v\delta$ ), диоритов, диорит-порфиритов ( $\delta\pi$ ), более редки роговообманковые перидотиты ( $v\sigma$ ), монцониты, монцодиориты. Дайки имеют крутое или вертикальное залегание, протяженность их от сотен метров до 3 км, иногда до 10 км, мощность колеблется от 1 до 50 м, простираение близмеридиональное. Протяженность дайкообразных тел до 1 км при мощности до 300 м. Малые штоки не превышают по площади 1 км<sup>2</sup>. Дайки часто группируются в дайковые свиты шириной до 10 км и протяженностью до 50 км. Малые интрузии занимают секущее положение по отношению к складчатым структурам. Контактный метаморфизм вмещающих терригенных образований около даек и других малых тел незначительный, отмечается уплотнение пород в зоне шириной 2–3 м [170]. Отдельные наиболее крупные тела габбро и долеритов мандычанского комплекса проявлены в магнитном поле локальными положительными аномалиями интенсивностью до 100–200 нТл. Комплекс относится к сиенит-габбровой формации [56].

Перидотиты распространены в верховьях р. Омчикчан, образуют дайки и малые штоки, прорывают осадочные породы триаса, а на левобережье р. Омчикчан перекрыты эффузивами каховской свиты, пересечены и метаморфизованы диорит-порфиритами быстринского комплекса [170]. По данным А. Э. Ливача [170], перидотиты — черные с зеленоватым оттенком неравномернозернистые и порфирировидные породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоят из крупных (5–10 мм) призм баркевикита (38–40%), округлых зерен (до 1 мм) оливина (36–40%); присутствуют примерно в равных количествах (5–8%) лабрадор № 50–55, авгит и биотит. Аксессуарные минералы — апатит, ильменит, магнетит, флюорит; вторичные — волокнистый серпентин, хлорит, актинолит.

Основные породы, в том числе и умереннощелочные — наиболее распространенные породы, встречаются на всей площади проявления комплекса.

Габбро — темно-зеленовато-серые мелко-среднезернистые до крупнозернистых породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоят (%) из лабрадора (40–50), клинопироксена (20–25), оливина (до 35), биотита и рудных минералов — ильменита, магнетита, пирита. Крупно-среднезернистые габбро иногда ассоциируют с перидотитами, слагая с ними протяжённые мощные расслоенные дайки и малые штоки. Центральные

части даек, как правило, сложены перидотитами, краевые — габбро, переходы между которыми постепенные [170].

Долериты — темно-зеленовато-серые, темно-серые породы с офитовой или пойкилоофитовой структурой, сложены (%) андезином—лабрадором № 45–69 с прямой зональностью (45–50), клинопироксеном (35–40), рудным (8–19), редкими зернами апатита, встречается в переменных количествах серпентинизированный оливин [44].

Для габбро-порфиритов характерно наличие мелких (1–3 мм) феннокристаллов лабрадора, роговой обманки и клинопироксена, заключенных в тонкозернистой (менее 0,2 мм) основной массе, сложенной агрегатом призматических зёрен тех же минералов. Количество порфировых выделений составляет 20–60% от объема породы.

Монцогаббро — серые, зеленовато-серые средне- и мелкозернистые порфировидные породы с офитовой, монцонитовой структурой; состоят (%) из лабрадора (40–50), титанавгита (25–30), баркевикита (10–15), ортоклаза (до 15), биотита (3–5), небольшого количества (1–3) оливина, анальцима; аксессуарные — сфен, ильменит, апатит, титаномагнетит.

Эссекситы отличаются гипидиоморфнозернистой структурой, повышенным содержанием калишпата (15–20%), а тешениты — более меланократовые породы, содержат меньше калишпата (до 5%) и больше анальцима (до 10%).

Габбродиориты — темно-серые массивные неравномернозернистые породы, состоящие (%) из андезина (40–65), клинопироксена (6–40), роговой обманки (1–20), биотита (3–6), ортоклаза (5–7), кварца (2–7); аксессуарные — апатит, сфен, магнетит. Структура офитовая и пойкилоофитовая.

Диориты и диорит-порфириты большей частью распространены в северной части Балыгычано-Сугойского прогиба. По данным В. М. Кузнецова [44] и А. Э. Ливача [170], диориты — серые мелко- или среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой; состоят (%) из андезина (40–60), клинопироксена (до 10), роговой обманки (до 35), кварца (5), аксессуарных — рудного (до 10), сфена, апатита, циркона. Диориты и диорит-порфириты связаны между собой постепенными переходами. В диорит-порфиритах порфировые выделения андезина—лабрадора составляют около 15% объема породы, по составу породы аналогичны диоритам.

Редкие дайки и другие малые тела монцодиоритов и монцонитов встречаются на всей площади распространения комплекса.

Монцодиориты — серые, светло-серые мелко-, средне- и крупнозернистые равномернозернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Состоят (%) из андезина—лабрадора № 45–55 (60), роговой обманки (20–40), биотита (5–10), кварца и калишпата (5–10). Аксессуарные: циркон, апатит, ильменит, магнетит.

Монцониты слагают малые штоки (до 0,15 км<sup>2</sup>) на водоразделе Шорох—Мандычан. Это серые порфировидные массивные породы с монцонитовой структурой, состоящие (%) из андезина (30–35), калишпата (30–40), клинопироксена (10–17), роговой обманки (5–10), редких чешуек биотита и зёрен кварца. Аксессуарные — апатит, ильменит, циркон, ортит.

Вторичные изменения в основных и средних породах умеренные: по плагиоклазу наблюдается развитие серицита, соссюрита, эпидота, прени-та, иногда альбита, по темноцветным — хлорита, серпентина, лейкоксе-на, актинолита, карбоната, реже отмечаются вторичные цеолиты, кварц, пирит.

Соотношения между породами разного состава комплекса наблюдались в редких случаях. А. Э. Ливачем [170] описаны ксенолиты габбро и эссекситов в дайках диорит-порфиритов, отмечены расслоенные дайки перидотитов и габбро.

По данным химического анализа выявляется принадлежность пород комплекса к нормальному и умереннощелочному ряду со щелочностью калиево-натриевого типа. Отмечается повышенное содержание железа и, соответственно, большой коэффициент железистости. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 16) отчетливо проявлено разделение пород на две ветви, одна из которых близка к щелочно-базальтовому—трахитовому тренду, другая к высококалиевому позднеорогенному.

Полуколичественным спектральным анализом в основных породах ус-тановлены повышенные, превышающие кларковые (по А. П. Виноградову) в 15–25 раз содержания Sb и в 3–5 раз — Li, Be, W, Sn и Bi [170].

Породы комплекса прорывают аскольдинскую свиту и арылахскую тол-щу, а среди отложений вышележащей уликсой свиты не отмечены. Малые тела перидотитов перекрыты потоками андезитов каховской свиты, пересечены и метаморфизованы диорит-порфиритами быстринского комп-лекса, а штоки эссекситов прорваны дайками риодацитов шороховского комплекса [170]. Имеющиеся немногочисленные изотопные датировки эссекситов и долеритов комплекса (K-Ar метод) разноречивы и состав-ляют 37, 88, 94, 118,5 и 122 млн лет [44, 170]. Учитывая соотношения со стратифицированными образованиями, возраст мандычанского комплек-са принят раннемеловым.

Полезных ископаемых, связанных с породами комплекса, на террито-рии не выявлено.

**Горбатовский комплекс сиенитовый гипабиссальный малых интрузий** ( $K_1gr$ ) ограниченно распространен в северной части площади — на Приколымском поднятии и прилегающей к нему части Сугойского син-клинория. Единичные дайки встречаются и на Омудевском поднятии. Щелочные граносиениты ( $E\gamma\xi$ ), щелочные граниты, нордмарки-ты и щелочные гранит-порфиры комплекса слагают часть гетерогенного массива Арангасский, сиенит-порфиры ( $\xi\pi$ ) и кварцевые сиенит-порфиры участвуют в строении массива Ветровой, дайки на остальных участках представлены сиенитами и щелочными сиенитами. Тела вместе с сопутствующими им лейкогранитами омукучанского комплекса выра-жаются пониженными (до 10–15 мГал) значениями в гравитационном поле, отмечаются положительными (100–300 нТл) аномалиями в магнит-ном поле. Горбатовский комплекс относится к гранит-граносиенитовой формации [56].

Отличительные черты комплекса — небольшой размер интрузивных тел, щелочной состав кислых пород, щелочной и умереннощелочной —



средних. Характерно высокое содержание оксидов Na и K при высокой глиноземистости пород.

В составе массива Арангасский, расположенного на левобережье среднего течения р. Колыма, в верховьях рек Арангас, Связная, Поповка, породы горбатовского комплекса занимают юго-восточную часть площадью около 14 км<sup>2</sup>. Большая остальная часть (200 км<sup>2</sup>) сложена субщелочными двуполевошпатовыми лейкогранитами, лейкогранитами, иногда гранитами, типичными для позднемелового омсукчанского комплекса.

На участке распространения пород горбатовского комплекса контакты массива круто погружаются в сторону вмещающих пород, местами отмечается и вертикальное их залегание. Вмещающие терригенные образования среднего рифея ороговикованы в полосе шириной до 2 км.

Породы комплекса представлены щелочными граносиенитами (преобладают), щелочными щелочнополевошпатовыми гранитами, меньше распространены щелочные сиениты (нордмаркиты), в крайней южной части — щелочные гранит-порфиры. Щелочные граниты в виде небольших (площадью до 1 км<sup>2</sup>) изометричных выходов закартированы и среди гранитоидов омсукчанского комплекса. По данным А. В. Лучихина [173], щелочные граниты — более ранние образования, чем вмещающие умереннощелочные лейкограниты. Щелочные гранит-порфиры горбатовского комплекса на южной оконечности массива прорваны щелочными гранитами [30]. Соотношения между остальными разновидностями пород комплекса в массиве не наблюдались.

Щелочные граносиениты, по данным А. Ф. Бойшенко [11], А. В. Лучихина [173] и Н. А. Горячева [30], — серые, светло-серые и розовато-серые породы, разнозернистые (мелко-среднезернистые), часто с миароловой текстурой, состоят из калишпата (45–66%), кварца (20–25%), альбита №8–10 (2,5–27,5%). Темноцветные минералы (до 20%) представлены арфведсонитом, рибекитом, эгирином, иногда — биотитом. Акцессорные — ильменорутил, циркон, магнетит ортит, апатит, сфен. Структура пород гипидиоморфнозернистая, графическая. Вторичные изменения незначительны, выражаются в серицитизации плагиоклаза, хлоритизации темноцветных минералов, пелитизации калишпата.

Щелочные щелочнополевошпатовые граниты отличаются меньшим содержанием темноцветных и большим (25–40%) кварца. Альбит присутствует в небольших количествах, калишпат представлен ортоклазом и анортоклазом. Выделяются арфведсонит-рибекитовые и эгириновые разновидности. Нордмаркиты содержат менее 15% кварца, темноцветные минералы представлены щелочной роговой обманкой, эгирином и биотитом.

Рентгеноспектральным анализом в щелочных граносиенитах, щелочных гранитах и щелочных гранит-порфирах выявлено повышенное содержание Nb (32–71 г/т) [30].

Сиенит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры участвуют в строении массива Ветровой. Это самые молодые образования в субвулканической постройке [33], которые слагают полукольцевую дайку мощностью

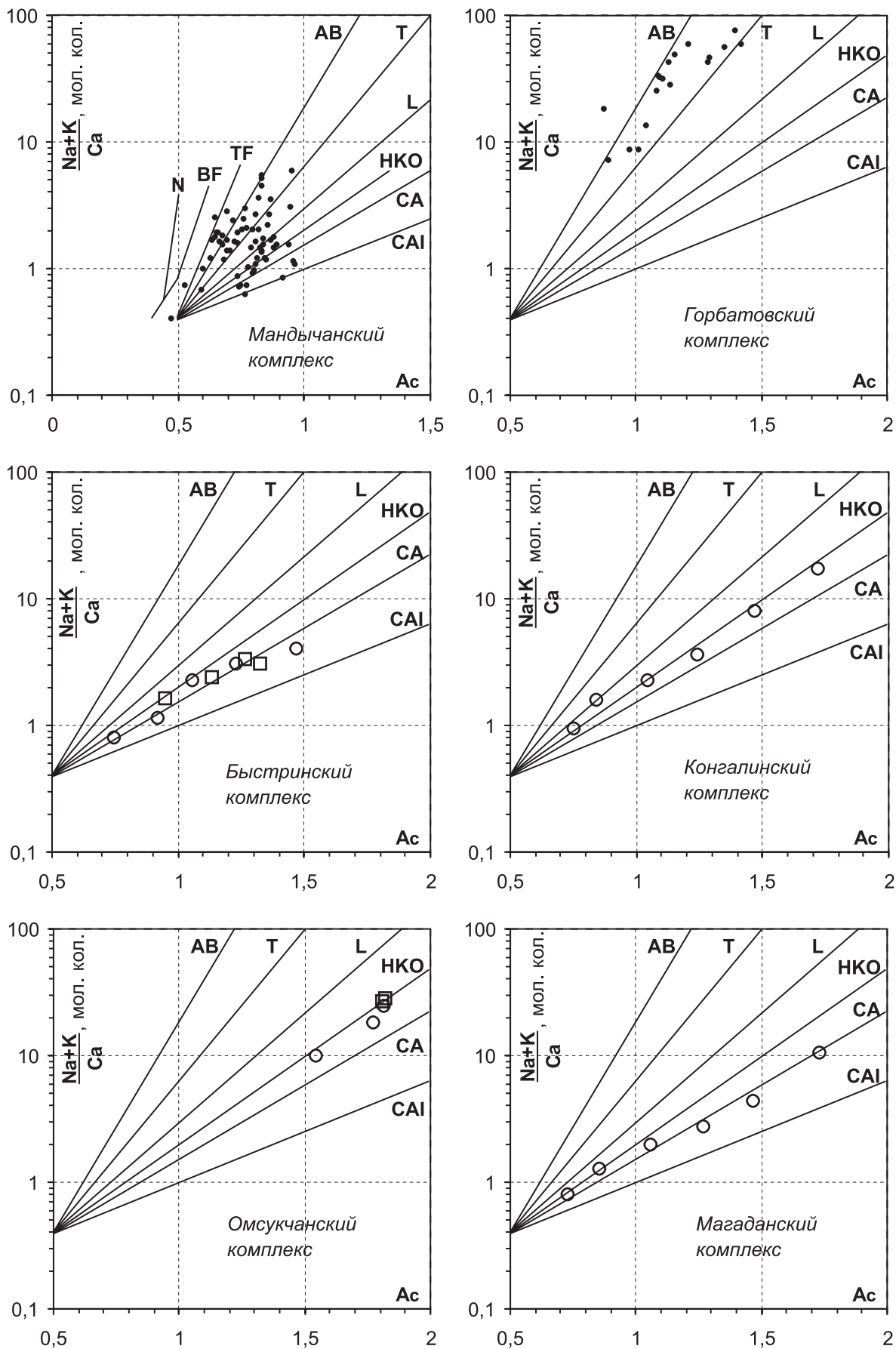


Рис. 16. Диаграммы  $Ac - (Na+K)/Ca$  для пород меловых интрузивных комплексов.  
Условные обозначения — см. рис. 14 и 6.

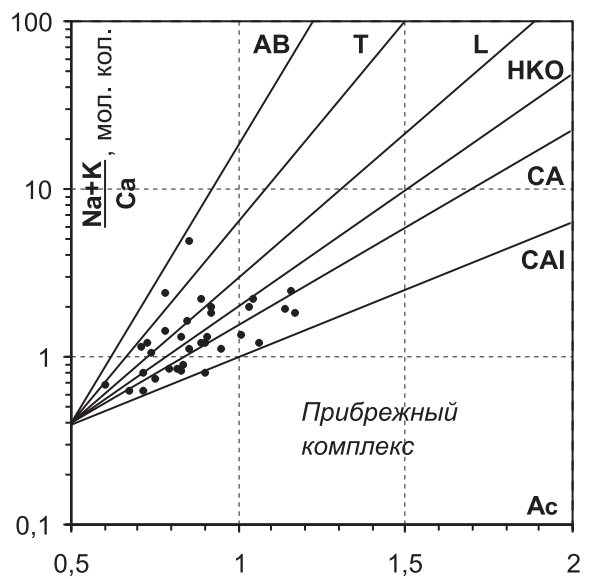
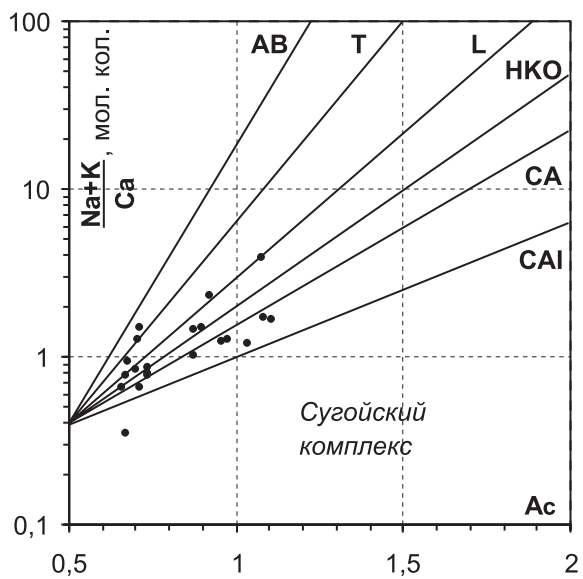
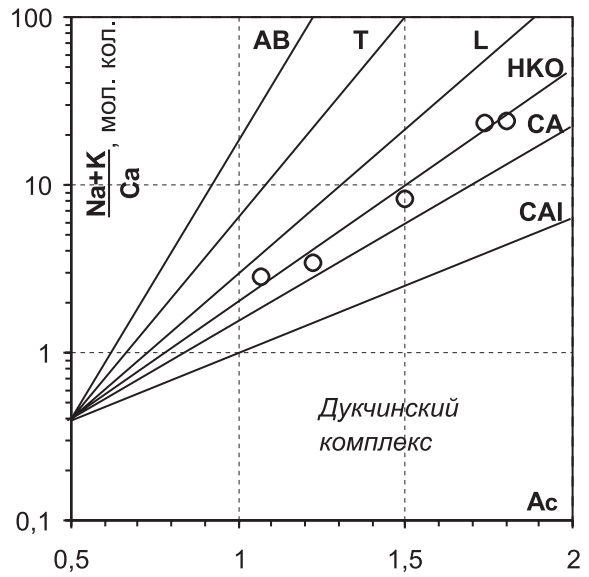
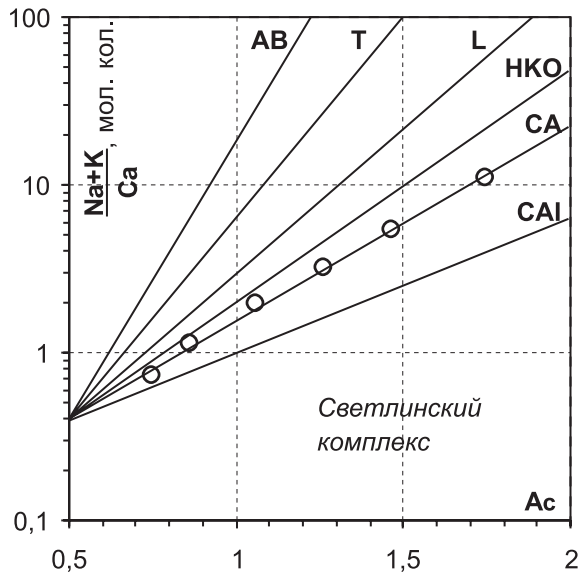


Рис. 16. Окончание.

150–200 м, протяженностью 15 км вдоль южного и частично западного контактов интрузива. Сиенит-порфиры — серые и зеленовато-серые породы, содержащие во вкрапленниках размером 0,2–1,5 см калишпат, альбит № 3–4, реже роговую обманку. Количество выделений составляет 25–30%. Основная масса тонкозернистая, микроаллотриоморфнозернистая или микропойкилитовая существенно калишпатовая. Аксессуары — сфен, ортит, циркон.

По данным химического анализа (табл. 6) породы комплекса характеризуются высокой щелочностью натриевого типа, высокой железистостью. Тренд пород на диаграмме Л. С. Бородина (рис. 16) близок к щелочно-базальтовому (занимает промежуточное положение между щелочно-базальтовым и трахитовым). По петрохимическим характеристикам породы комплекса сопоставляются только с наиболее щелочными представителями мандычанского комплекса (рис. 16), одна из ветвей которого имеет щелочно-базальтовую—трахитовую тенденцию.

Возраст пород горбатовского комплекса достоверно не установлен. Rb-Sr изохронная датировка щелочных гранитоидов в составе Арангасского массива составляет  $63 \pm 13$  млн лет, интегрированный Ar-Ar возраст с большой ошибкой — 108,7 млн лет, возраст по Ar-Ar изохронному методу — 76,2 млн лет [30]. На смежной с севера территории K-Ar датировки щелочных сиенитов, по данным В. С. Шульгиной [118], достигают 140 и 180 млн лет. Учитывая факты прорывания щелочных пород гранитоидами омсукчанского комплекса [118, 173], возраст горбатовского комплекса принят как раннемеловой.

Полезных ископаемых, связанных с проявлениями комплекса, на описываемой площади не выявлено.

## РАННЕ-ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

**Быстринский плутонический диорит-гранодиоритовый комплекс** ( $K_{1-2}bs$ ) объединяет небольшие по размерам штоки, штокообразные и дайкообразные тела, дайки, распространены на западе и северо-западе территории в пределах Балыгычано-Сугойского прогиба (Омсукчанская СФО (2)). Интрузии комплекса проникают и в северную часть Сугойского синклиория, где встречаются совместно с позднемеловыми гранитоидами омсукчанского комплекса.

К Быстринскому комплексу отнесены небольшие массивы Нягаинский, Кобзарь, Светлый, Громада (северный), Арылахский, Чапчикский, Быстринский, Трогский (рис. 13) и другие более мелкие тела. В составе комплекса преобладают гранодиориты ( $\gamma\delta$ ), меньше кварцевых диоритов ( $q\delta$ ), диоритов ( $\delta$ ), более редки габбро и граниты. В резко подчиненном количестве присутствуют и соответствующие порфировые породы. Установлены рвущие контакты средних—основных пород со стороны гранодиоритов [170]. Штокообразные тела комплекса в большинстве случаев сопровождаются слабыми положительными аномалиями поля силы тяжести и интенсивными (до 1000 нТл) изометричными

## Химический состав пород раннемеловых и ранне-позднемелового интрузивных комплексов

№ п.п.	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
<b>Мандычанский комплекс</b>															
<b>1</b>	2	40,55	0,80	7,28	—	—	13,95	0,16	26,61	3,61	0,74	0,66	0,24	5,53	100,13
<b>2</b>	11	44,97	3,01	16,54	2,86	9,76	—	0,17	5,00	5,55	4,33	0,82	0,67	5,57	99,25
<b>3</b>	6	48,71	2,53	17,20	4,01	7,32	—	0,18	3,84	3,93	5,01	0,46	0,70	5,15	99,04
<b>4</b>	14	50,10	2,58	15,15	3,31	8,91	—	0,22	4,72	6,89	3,07	1,01	0,45	2,77	99,18
<b>5</b>	19	50,56	2,09	15,90	2,80	8,08	—	0,19	3,98	5,27	4,30	1,52	0,59	3,64	98,92
<b>6</b>	2	53,06	2,36	14,02	2,96	9,65	—	0,27	2,94	5,53	3,37	1,56	0,51	3,26	99,49
<b>7</b>	2	54,23	1,66	15,10	2,60	6,92	—	0,23	3,08	6,10	3,09	1,03	0,36	4,50	98,90
<b>8</b>	5	54,33	0,99	17,86	2,40	4,61	—	0,16	4,00	4,41	4,54	1,64	0,39	4,67	100,00
<b>9</b>	3	54,76	1,36	16,31	2,74	5,97	—	0,18	2,77	5,43	4,23	2,72	0,45	2,14	99,06
<b>Горбатовский комплекс</b>															
<b>10</b>	1	62,17	0,72	17,10	—	—	4,41	0,12	0,96	1,96	6,20	5,05	0,13	0,64	99,46
<b>11</b>	5	66,32	0,40	16,50	—	—	3,07	0,14	0,26	0,56	6,12	5,58	0,05	0,61	99,62
<b>12</b>	4	68,98	0,24	15,79	—	—	2,97	0,12	0,14	0,30	5,87	5,21	0,02	0,49	100,13
<b>13</b>	3	71,38	0,26	13,82	—	—	2,29	0,17	0,04	0,25	6,29	3,83	0,01	1,17	99,51
<b>14</b>	1	58,68	1,10	19,00	2,91	1,32	—	0,20	0,72	1,03	7,16	4,78	0,21	2,63	99,74
<b>15</b>	1	59,55	0,54	19,14	2,00	3,52	—	0,17	0,72	2,30	6,47	4,08	0,13	0,63	99,25
<b>16</b>	1	64,86	0,52	15,03	1,94	2,33	—	0,09	0,20	2,08	5,45	6,81	—	—	99,31

Быстринский комплекс															
17	4	57,28	0,99	16,80	1,70	6,68	—	0,15	3,06	5,32	3,62	1,86	0,18	1,95	99,56
18	4	62,58	0,68	17,21	1,10	4,08	—	0,09	1,43	4,16	3,94	2,48	0,18	1,73	99,65
19	3	65,40	0,52	16,91	1,17	3,46	—	0,07	1,01	3,04	3,67	3,06	0,17	1,24	99,72
20	1	69,23	0,41	13,43	0,83	3,58	—	0,13	1,12	3,70	4,35	2,83	0,16	0,66	100,43
21	1	64,07	0,52	16,39	0,50	4,09	—	0,09	2,02	3,98	3,78	3,42	—	—	98,86
22	2	54,53	1,06	18,37	3,17	4,87	—	0,17	3,72	6,63	3,27	1,85	0,26	1,19	99,09
23	4	65,29	0,50	16,32	1,49	2,73	—	0,08	1,58	3,73	3,42	3,35	0,21	1,22	99,92
24	1	72,44	0,30	14,20	1,15	1,39	—	0,05	0,70	2,87	3,29	2,01	0,07	1,33	99,80
25	2	50,78	1,11	19,05	2,95	5,97	—	0,18	4,36	8,40	3,33	1,35	0,41	1,38	99,27
26	4	65,61	0,56	16,30	0,86	3,20	—	0,08	1,74	3,13	3,04	3,72	0,15	1,99	100,38
27	2	70,17	0,29	15,83	0,98	1,18	—	0,10	0,34	2,27	4,06	3,72	0,15	0,66	99,75
28	1	52,30	0,70	15,80	—	—	11,40	0,20	7,70	8,60	1,90	0,80	0,10	0,50	100,00
29	10	55,33	1,14	17,40	—	—	8,89	0,16	4,27	7,18	3,02	1,88	0,21	0,61	100,09
30	2	58,00	1,00	17,10	—	—	8,00	0,10	3,55	5,80	3,25	2,35	0,20	0,65	100,00

1 — перидотиты, 2 — тешениты, 3 — монцогаббро, 4 — габбро, 5 — эссекситы, 6 — габбродиориты, 7 — диориты, 8 — монцодиориты, 9 — монцониты, 10 — нордмаркит, 11 — щелочные граносиениты, 12 — щелочные щелочнополевошпатовые граниты, 13 — щелочные гранит-порфиры, 14 — щелочной сиенит, 15 — сиенит, 16 — кварцевый сиенит; 17–20 — шток Быстринский: 17 — диориты, 18 — кварцевые диориты, 19 — гранодиориты, 20 — гра-

нит, 21 — шток Громада (северный): гранодиорит; 22–24 — шток Светлинский: 22 — диориты, 23 — гранодиориты, 24 — гранит; 25–27 — шток Арылахский: 25 — габбро, 26 — гранодиориты, 27 — гранит-порфиры; 28–30 — шток Трогский: 28 — габбродиорит, 29 — диориты, 30 — кварцевые диориты;

1–9 по [131, 165, 170]; 10–16 по [11, 30, 173, 214]; 17–20 по [147, 199]; 21 по [210]; 22–27 по [104, 170,]; 28–30 по [158].

положительными аномалиями магнитного поля. Быстринский комплекс относится к диорит-гранодиоритовой формации [56].

Отличительные черты комплекса — малые размеры интрузий, преимущественно умереннокислый состав пород, нормального ряда, в которых сосуществуют биотит и роговая обманка. Характерно неравномерное распределение цветных минералов.

Петротипический массив Быстринский (30 км<sup>2</sup>) расположен в междуречье Омчикчан—Сольвейг, залегает в ядре Быстринской интрузивно-купольной структуры, сложенной терригенными породами айгурской и галимовской свит раннемелового возраста. Осадочные породы на контактах с массивом превращены в андалузитовые, слюдистые, реже кордиеритовые роговики. Ширина зоны интенсивного ороговикования составляет 100—500 м, а зоны слабого ороговикования, где распространены узловые и пятнистые сланцы — 1—1,5 км [170].

В плане форма массива сложная: выделяется юго-западный блок и больший по площади центральный, которые соединены апофизой. Контакты массива погружаются в сторону вмещающих пород, в основном круто (под углами 50—70°) и более полого (10—20°) в восточной части. Массив обрамлен малыми штоками, лакколитоподобными телами, пластобразными залежами и множеством силлов и даек.

Кварцевые диориты, иногда диориты широко распространены в центральном блоке, они же слагают малые тела-сателлиты. Гранодиориты развиты в юго-западном блоке, в западной и южной частях центрального. В целом в составе массива они незначительно преобладают над средними породами. Граниты присутствуют в резко подчиненном количестве, внешне не отличаются от гранодиоритов, выделены по петрографическим признакам и химическому составу. Диориты и кварцевые диориты прорваны гранодиоритами, на контакте с которыми сульфидизированы, в них появляются роговиковая структура, биотитовая сыпь и агрегаты вторичного кварца.

Кварцевые диориты — зеленовато-серые и серые массивные от крупно- до мелкозернистых породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены (%) зональным плагиоклазом № 35—50 (55—65), кварцем (10—16), калишпатом (2—16) роговой обманкой (8—26), биотитом (до 8), иногда присутствуют единичные зёрна клинопироксена. Акцессорные минералы: циркон, апатит, анатаз, ильменит, ортит, гранат, магнетит. Вторичные — хлорит и биотит, развивающиеся по роговой обманке, карбонат — по плагиоклазу.

Диориты отличаются большим содержанием (до 35%) темноцветных минералов, меньшим кварца (до 5%), микроклин иногда присутствует в единичных зернах.

Гранодиориты — серые, светло-серые мелко- и среднезернистые порфириовидные породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие (%) из андезина (48—66), калишпата (не превышает 16), кварца (20—26), биотита (3—22), роговой обманки (0—13), акцессорных — апатита, циркона, ортита, рудного. В порфириовидных выделениях присутствуют плагиоклаз и роговая обманка. Вторичные минералы — хлорит, эпидот, кварц.

Граниты отличаются повышенным содержанием кварца (27–34%), характеризуются непостоянством минерального состава.

В гранодиоритах залегают редкие короткие (40–60 м) турмалин-кварцевые, молибденит-кварцевые и кварцевые жилы небольшой мощности (0,1–0,7 м), содержащие до 0,2% олова. Участками отмечаются зоны (до 0,4 км<sup>2</sup>) турмалинизации и грейзенизации.

На северном участке распространения комплекса состав интрузий существенно гранодиоритовый. Типичный и наиболее крупный (43 км<sup>2</sup>) шток — Громада (северный) расположен на левобережье р. Балыгычан, залегает среди терригенных отложений средней юры, ороговикованных в полосе шириной до 2 км. Массив имеет изометричную форму, слабо вытянут в близширотном направлении. Извилистость его границ обусловлена малым эрозионным срезом и пологими контактами, наклоненными в сторону вмещающих пород под углами 30–40°. Более крутые углы падения (55–60°) отмечаются только в западной части. Шток сложен среднезернистыми гранодиоритами, в центральной части сменяющимися гранитами. Соотношения между этими видами пород не наблюдались. У контактов распространены мелкозернистые порфиоровидные гранодиориты, а в апофизах и дайках около северного контакта отмечаются и гранодиорит-порфиры [44]. На площади массива встречаются многочисленные останцы кровли. В экзоконтактах широко распространены кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы и прожилки, содержащие повышенные концентрации золота, серебра, свинца, цинка, сурьмы, олова, мышьяка.

Гранодиориты штока, по данным В. М. Кузнецова [44], зеленовато-серые породы; состоят (%) из зонального плагиоклаза № 21–35 (в среднем по 10 шлифам — 47,5), калишпата (18,1), кварца (21,6), роговой обманки (3,6), биотита (10,3), изредка встречаются единичные зерна клинопироксена в виде реликтов в роговой обманке. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, рудным. Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая.

Габбро в составе ранней фазы комплекса описано в малых штоках Арылахский, Трогский и других еще более мелких телах. По данным А. Э. Ливача [170], это тёмно-зеленовато-серые до чёрных мелко- и средне-, реже крупнозернистые породы, частью порфиоровидные; состоят (%) из лабрадора № 50–63, в краевых частях зерен до андезина (60–70), кварца (1–5), роговой обманки (20–26), клинопироксена (до 15), иногда присутствует калишпат (до 1). Аксессуары минералы (1–4%) — апатит, циркон, сфен, рутил, магнетит, ильменит, гранат. Структура габбровая, гипидиоморфнозернистая, габбро-офитовая, офитовая. В порфиоровидных разновидностях выделения представлены плагиоклазом, клинопироксеном, роговой обманкой. Вторичные — серицит, хлорит, актинолит, эпидот, реже кварц.

По результатам химического анализа (табл. 6) породы быстринского комплекса относятся к нормальному ряду со щелочностью натриевого, калиево-натриевого типа. Для гранитоидов характерно преобладание Na<sub>2</sub>O над K<sub>2</sub>O. Гранодиориты выделяются повышенным содержанием CaO, а рентгеноспектральным анализом выявлена также высокая концентрация



Sr. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 16) тренд комплекса близок к известково-щелочному (коровому орогенному).

Спектральным анализом в гранодиоритах установлены повышенные концентрации W, Pb, Zn, Ga, Sn [170].

По данным А. Э. Ливача [170], породы комплекса прорывают и метаморфизуют отложения омсукчанской серии и каховской свиты ранне-позднемелового возраста и перекрываются позднемеловыми вулканитами надеждынской и шороховской свит. Подавляющая часть имеющихся К-Аг датировок пород быстринского комплекса позднемеловые (рис. 15). С учетом соотношений с вулканитами, возраст комплекса принят ранне-позднемеловым.

А. Э. Ливачем [170] породы быстринского комплекса и каховской свиты объединены в единую вулcano-плутоническую ассоциацию. Основаниями этому служат соотношения плутонических пород с вулканитами, петрохимическая схожесть арылахских вулканогенных и быстринских интрузивных пород.

С породами быстринского комплекса ассоциируют проявления олова, золота, серебра.

## ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднемеловые интрузивные образования распространены в Охотско-Чукотской и Омсукчанской СФО, иногда выходя за пределы их границ, установленных главным образом по структурно-стратиграфическим признакам.

**Конгалинский плутонический гранит-гранодиоритовый комплекс ( $K_2Kg$ )** широко распространен в южной половине площади, в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Охотско-Чукотская СФО (3) и его перивулканической зоны. К нему отнесены массивы Сулухачанский, Гусиный, Старший Брат, Синий, Мевчанский, Цирковый, Тенгкелийский, Малтано-Асанский, Верхнетальский, Усть-Кивалгинский и другие более мелкие интрузии (рис. 13). Породы комплекса участвуют в строении таких гетерогенных массивов, как Лево-Сеймканский, Среднеольский, Иреть-Малкачанский, Туманский. Массивы гранитоидов конгалинского комплекса отмечаются слабоотрицательными (до  $-10$  мГал) гравитационными аномалиями и положительными, иногда интенсивными (до 500 нТл) магнитными аномалиями. В целом в составе комплекса преобладают умереннокислые и кислые породы — гранодиориты ( $\gamma\delta$ ), граниты ( $\gamma$ ), в том числе и умереннощелочные ( $\epsilon\gamma$ ), гранодиорит-порфиры ( $\gamma\delta\pi$ ), граносиениты ( $\gamma\xi$ ), умереннощелочные лейкограниты ( $\epsilon\gamma$ ), меньше средних пород — диоритов ( $\delta$ ), кварцевых диоритов ( $q\delta$ ), кварцевых монзонитов ( $q\mu$ ), более редки габбро, монзониты. Конгалинский комплекс относится к диорит-гранодиоритовой формации [57].

Характерными особенностями комплекса являются лиловые оттенки окраски базитовых пород и сиреневые — кислых. Своеобразие

минерального состава выражается в наличии калишпата в средних и основных породах, присутствии клинопироксена в породах всех фаз и ортопироксена во всех породах, исключая граниты. Наряду с пироксенами распространены также амфибол и биотит. Характерна графическая, оксиофитовая структура пород, исключая габбро. По химическому составу породы отличаются несколько повышенной щелочностью калиево-натриевого типа. Породы комплекса обладают повышенной магнитностью. Выделяется до шести фаз, внедренных в гомодромной последовательности [123], соответствующих семействам горных пород.

Наибольшее разнообразие пород комплекса закартировано [176] в крупном (около 2000 км<sup>2</sup>) гетерогенном массиве Иреть-Малкачанский, расположенном в междуречье Тахтояма-Яма. Массив имеет сложную форму, в целом вытянут в широтном направлении. Контакты его извилистые, падают в основном в сторону вмещающих пород под разными углами. Отмечаются многочисленные крупные останцы вмещающих юрских осадочных и меловых вулканогенных пород. Массив сложен четырьмя многофазными интрузивными комплексами — конгалинским, магаданским, светлинским и дукчинским. В его составе породы конгалинского комплекса занимают четвертую часть, распространены повсеместно, исключая юго-восток плутона.

Вмещающие вулканогенные и осадочные породы на участках распространения комплекса контактово метаморфизованы преимущественно в условиях мусковит-роговиковой фации, ширина ореола ороговикования достигает 3 км. Около тел среднего и основного состава распространены метаморфизованные породы амфибол-роговиковой фации шириной до 200 м. Состав таких пород по исходным вулканогенным образованиям (%): олигоклаз-андезин (30–50), кварц (5–10), обыкновенная роговая обманка (15–20), биотит (5–10), в небольшом количестве (до 7) присутствуют калишпат, клинопироксен, гранат, андалузит, кордиерит. Структура гранобластовая, порфиробластовая. Новообразованные минералы в породах мусковит-роговиковой фации: биотит, мусковит, олигоклаз, кварц, реже андалузит и кордиерит.

Габбро присутствует в небольших телах, не превышающих 0,3 км<sup>2</sup> по площади, в северной и центральной частях плутона. Это темно-серые с лиловым оттенком от мелко- до крупнозернистых породы. Их состав (%): лабрадор № 50–68 (57,8), калишпат (2,5), кварц (3,3), клинопироксен (6,3), ортопироксен (1,5), коричневато-зеленая роговая обманка (21,6), биотит (2,7), акцессорные (4,3), представленные магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном. Структура габбровая, габбро-офитовая, участками пойкилитовая.

Диориты закартированы в западной и центральной частях массива в виде малых (до 1,5 км<sup>2</sup>) тел. Породы сиреневато-темно-серые мелкозернистые, обычно порфиroidные, состоят (%) из андезина (63–66), калишпата (2,5–3), кварца (3–7), клинопироксена (3–4), ортопироксена (0,8–1), коричневато-зеленой роговой обманки (13–20), биотита (2–5), акцессорных (1,8–2,3) — магнетита, сфена, рутила, апатита, циркона. Структура гипидиоморфнозернистая, оксиофитовая, участками пойкилитовая.

Кварцевые диориты распространены более широко, образуют тела, площадь выходов которых — десятки км<sup>2</sup>. По минеральному составу породы аналогичны диоритам, отличаются повышенным содержанием кварца (12–19%) и пониженным темноцветных (12–16%).

Кварцевые монцониты встречаются преимущественно в западной части массива и по распространенности уступают кварцевым диоритам. Породы сиреневато-темно-серые, розовато-темно-серые средне- и мелкозернистые порфиroidные и резкопорфиroidные. Их состав (%): зональный плагиоклаз от № 29 до № 51 (44–48), калишпат (23–26), кварц (14), клинопироксен (1,3–1,5), ортопироксен (0,2–0,7), зеленая роговая обманка (4–6), биотит (5–9), акцессорные (1), представленные титаномагнетитом, ильменитом, апатитом, сфеном, реже рутилом, монацитом, ортитом. Структура оксиофитовая, монцонитовая, участками пойкилитовая.

Гранодиориты встречаются почти повсеместно на участках развития комплекса, образуют тела до десятков км<sup>2</sup> по площади. Это розоватые и сиреневато-светло-серые средне-, реже мелкозернистые породы, обычно порфиroidные. Их состав (%) олигоклаз–андезин до лабрадора в ядрах зональных зерен (50,6), калишпат (16,8), кварц (19,9), клинопироксен (0,8), ортопироксен (0,1), коричневатая-зеленая или бледно-зеленая роговая обманка (4,8), бурый биотит (5,9); акцессорные (1,1) представлены апатитом, рутилом, цирконом, сфеном, магнетитом, ортитом. Структура гипидиоморфнозернистая, графическая, монцонитовая, пойкилитовая. В порфиroidных разностях выделения представлены плагиоклазом и гломероструктурами темноцветных.

Граносиениты присутствуют в подчиненном количестве по отношению к гранодиоритам и отличаются от них повышенным содержанием калишпата (до 47%), пониженным плагиоклаза и отсутствием ортопироксена.

Граниты и умереннощелочные граниты конгалинского комплекса подчинены умереннокислым породам, распространены в основном на западе и востоке массива. Породы розовые, светло-сиреневато-серые среднезернистые, порфиroidные и резкопорфиroidные; состоят (%) из олигоклаза–андезина до лабрадора в ядрах зерен (29–30), калишпата (30–35), кварца (28–31), клинопироксена в виде реликтов в роговой обманке (0–0,1), светло-зеленой роговой обманки (1–2), бурого биотита (4,5–6,5), акцессорных (0,6–1,1) — апатита, рутила, сфена, рудного, ортита, циркона. Структура гранитовая, графическая, участками пойкилитовая. В порфиroidных разностях характерны выделения до 0,5 см синевато-серого и зеленоватого-серого плагиоклаза, реже роговой обманки.

Жильные породы комплекса в пределах массива представлены аплитами и пегматитами.

Вторичные изменения выражаются в развитии по плагиоклазу серицита, соссюрита, иногда мусковита, эпидота, пренита, гидрослюды, монтмориллонита; темноцветные минералы частично замещены хлоритом, актинолитом, иногда биотитом.

По данным спектрального анализа породы комплекса характеризуются несколько повышенными концентрациями кобальта, никеля и стронция по сравнению с более молодыми магматическими образованиями.

По наблюдениям над соотношениями пород выделено пять фаз внедрения — от габбро до гранитов. Породы конгалинского комплекса прорывают и метаморфизуют осадочные образования юры, вулканогенные породы момолтыкичской свиты, нанкалинской толщи и хольчанской свиты. В свою очередь конгалинские породы прорваны более молодыми интрузиями магаданского, светлинского и дукчинского комплексов, распространенными в Иреть-Малкачанском плутоне.

Более кислые породы конгалинского комплекса закартированы [208] в составе штока Старший Брат (35 км<sup>2</sup>). Массив вытянут в близмеридиональном направлении, контакты круто падают в сторону вмещающих осадочных пород триаса, которые ороговикованы в полосе шириной до 0,8 км. Интрузив сложен преимущественно мелкозернистыми умереннощелочными биотит-роговообманковыми лейкогранитами, близкими к аляскитам, меньше распространены субщелочные двуполевошпатовые граниты. Умереннощелочные лейкограниты состоят (%) из кислого плагиоклаза (4–9), калишпата (55–59), кварца (30–34), биотита (3,5–4,5), единичных зерен роговой обманки, аксессуарных (0,3–1,4) — апатита, циркона, магнетита. Субщелочные двуполевошпатовые граниты содержат (%) больше плагиоклаза (20), темноцветных (6,7), меньше калишпата (45) и кварца (28). Гранитоиды штока рассечены позднемеловыми субвулканическими риолитами ольского вулканического комплекса.

Для пород конгалинского комплекса остальных интрузий, распространенных на площади листа Р-56, минеральный состав и структурные особенности близки к охарактеризованным выше.

По данным химического анализа (табл. 7) породы комплекса выделяются несколько повышенной щелочностью калиево-натриевого типа, что на диаграмме Л. С. Бородин (рис. 16) отражено близостью тренда комплекса к высококалиевому позднеорогенному. Наблюдается просторанственная петрохимическая зональность. Если в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса распространены породы преимущественно нормального ряда по щелочности, меньше умереннощелочных, то в перивулканической зоне преобладающими породами становятся умереннощелочные. К примеру, массивы Гусиный и Сулухачанский в пределах Хурчан-Оротуканской зоны тектоно-магматической активизации (ТМА) почти целиком сложены, соответственно, кварцевыми монцонитами и умереннощелочными гранитами (табл. 7).

По результатам К-Аг датирования пород (рис. 15) возраст пород комплекса колеблется в пределах 60–114 млн лет. Одна известная Rb-Sr изохронная датировка гранитов массива Полиметаллический составила  $111,6 \pm 2,2$  млн лет [156]. Одна имеющаяся Rb-Sr изохронная дата гранитоидов петротипического Магаданского массива (лист О-56) также древняя ( $122 \pm 4$  млн лет). На ее основании возраст комплекса принимался раннемеловым. Раннемеловой возраст не согласуется с наблюдениями над соотношениями комплекса с вулканиками позднемеловой хольчанской



<b>17</b>	4	61,91	0,93	16,62	1,82	3,93	—	0,13	2,32	4,03	3,60	3,13	0,20	1,42	100,04
<b>18</b>	2	65,31	0,78	15,75	1,45	3,20	—	0,13	1,76	2,97	3,45	3,99	0,13	1,15	100,07
<b>19</b>	1	71,65	0,30	14,04	1,78	1,20	—	0,07	0,39	1,08	3,55	4,80	0,16	0,74	99,76
<b>20</b>	5	62,26	0,66	16,91	1,26	4,59	—	0,11	1,45	3,89	3,86	2,92	0,19	1,12	99,22
<b>21</b>	3	64,88	0,43	16,86	0,95	3,06	—	0,08	0,71	2,80	4,48	3,71	0,11	2,42	100,49
<b>22</b>	1	71,56	0,21	14,88	—	—	2,97	0,04	0,06	0,21	3,38	5,18	0,05	1,39	99,93
<b>23</b>	1	54,29	1,25	18,49	—	—	7,84	0,17	4,56	6,54	3,53	1,85	0,38	0,66	99,56
<b>24</b>	2	67,26	0,66	15,28	—	—	4,49	0,04	1,27	2,78	3,63	3,46	0,08	1,50	100,45
<b>25</b>	11	69,51	0,45	14,97	1,56	1,74	—	0,03	0,74	1,96	3,92	3,86	0,10	1,16	100,00
<b>26</b>	3	75,30	0,08	13,36	—	—	1,28	0,01	0,09	0,48	3,78	5,01	0,02	0,66	100,07
<b>27</b>	5	71,38	0,20	14,99	0,52	1,73	—	0,10	0,43	1,72	3,87	4,23	0,10	0,16	99,43
<b>28</b>	3	74,55	0,18	12,82	0,29	0,94	—	0,02	0,25	1,12	3,54	4,57	0,04	1,07	99,39
<b>29</b>	1	67,24	0,44	14,89	1,69	1,83	—	0,08	0,95	1,63	4,80	4,05	0,15	1,50	99,25
<b>30</b>	3	74,26	0,14	13,41	0,73	1,10	—	0,04	0,20	0,48	3,85	4,59	0,04	1,22	100,06

**1–6** — Иреть-Малкачанский массив: **1** — габбро, **2** — диориты, **3** — кварцевые диориты, кварцевые монцониты; **4** — гранодиориты, граносиениты, **5** — граниты, субщелочные двуполевошпатовые граниты; **6** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **7–11** — Среднеольский массив: **7** — диориты, **8** — кварцевые монцониты, **9** — гранодиориты, **10** — субщелочные двуполевошпатовые граниты, **11** — лейкограниты; **12–16** — массив Синий: **12** — монцодиорит, **13** — кварцевый монцонит, **14** — гранодиориты, **15** — граниты, **16** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **17–19** — Туманский массив: **17** — кварцевые монцониты, **18** — гранодиори-

ты, граносиениты, **19** — субщелочной двуполевошпатовый гранит; **20–22** — Верхнетальский массив: **20** — кварцевые диорит-порфиры, кварцевые монцонит-порфиры, **21** — граносиенит-порфиры, **22** — субщелочной двуполевошпатовый гранит-порфир; **23–26** — Левосеймканский массив: **23** — монцодиорит, **24** — гранодиориты, **25** — граниты, **26** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **27–28** — Тенгелийский массив: **27** — граниты, субщелочные двуполевошпатовые граниты, **28** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **29–30** — шток Старший Брат: **29** — граносиенит, **30** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты;



<b>51</b>	16	75,83	0,15	12,63	0,68	1,09	—	0,03	0,22	0,55	3,42	4,67	0,01	0,60	99,89	
<b>52</b>	5	75,45	0,15	12,42	0,70	1,03	—	0,02	0,36	0,57	3,27	4,73	0,04	1,17	99,92	
<b>53</b>	3	71,65	0,39	14,58	0,03	3,04	—	0,57	0,90	0,75	3,26	4,65	—	—	99,84	
<b>54</b>	8	75,21	0,14	12,82	0,39	1,88	—	0,04	0,20	0,72	3,62	4,74	—	—	99,75	
<b>55</b>	4	73,89	0,26	13,08	0,67	1,65	—	0,03	0,61	1,16	3,51	4,69	—	1,20	100,74	
<b>56</b>	2	72,42	0,20	13,60	1,47	1,76	—	0,04	0,47	1,17	3,42	4,38	0,03	0,46	99,41	
<b>57</b>	4	74,61	0,18	13,14	0,59	1,45	—	0,03	0,23	1,18	3,16	5,09	0,02	0,48	100,16	
<b>58</b>	3	72,29	0,28	13,79	0,36	2,30	—	0,04	0,44	0,96	3,84	4,55	0,07	1,09	100,01	
<b>59</b>	36	76,00	0,13	12,68	0,42	1,31	—	0,02	0,23	0,42	3,38	4,58	0,03	0,73	99,94	
<b>60</b>	15	76,55	0,12	12,44	0,54	1,15	—	0,02	0,20	0,38	3,41	4,53	0,03	0,62	100,00	

**31–33** — массив Сулухачанский: **31** — кварцевый монзонит, **32** — субшелочные двуполевошпатовые граниты, **33** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **34–37** — массив Гусиный: **34** — монцодиориты, **35** — кварцевые монзониты, **36** — граносиениты, **37** — граниты; **38–39** — массив Левомсукчанский: **38** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы, **39** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты второй фазы; **40–41** — массив Маяк: **40** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы, **41** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты второй фазы; **42–43** — массив Невский: **42** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы, **43** — субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты второй фазы; **44–46** — Кырчанский массив: **44** — субшелочные двуполевошпатовые граниты главной фазы, **45** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы, **46** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты второй фазы; **47–49** — массив Дагорский: **47** —

граниты главной фазы, **48** — лейкограниты главной фазы, **49** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты второй фазы; **50–52** — массив Арангасский: **50** — граниты, субшелочные двуполевошпатовые граниты главной фазы, **51** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы, **52** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты второй фазы; **53–54** — массив Куранахский: **53** — гибридные граниты, субшелочные двуполевошпатовые граниты главной фазы; **54** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы; **55** — массив Суксуканский: лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы; **56–57** — массив Егорлыкский: **56** — гранит, субшелочные двуполевошпатовые граниты главной фазы, **57** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы; **58–60** — массив Верхнеоротуканский: **58** — субшелочные двуполевошпатовые граниты главной фазы; **59** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы, **60** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты второй фазы;





80	3	67,01	0,48	15,55	—	—	4,15	0,09	1,29	3,33	4,10	3,04	0,12	1,07	100,23
81	6	70,26	0,35	14,53	—	—	3,43	0,08	0,95	2,85	3,74	3,19	0,11	0,69	100,18
82	2	73,56	0,18	14,05	0,69	1,34	—	0,05	0,42	1,29	4,00	3,62	0,05	0,70	99,95
83	10	61,32	0,78	15,83	2,54	3,63	—	0,11	2,75	4,62	3,93	2,49	0,23	1,19	99,42
84	21	65,85	0,52	15,83	1,64	2,41	—	0,08	1,90	3,73	3,70	2,69	0,12	0,75	99,22
85	2	69,47	0,44	15,10	1,53	1,71	—	0,06	1,05	2,68	3,95	3,06	0,10	0,89	100,04
86	1	75,37	0,36	12,72	0,89	1,09	—	0,03	0,41	1,66	4,56	1,80	0,05	0,25	99,19
87	2	49,68	1,52	16,94	3,26	5,75	—	0,19	6,68	9,78	3,28	0,74	0,31	2,00	100,13
88	1	58,98	0,65	18,06	2,55	4,18	—	0,15	3,00	6,49	3,11	1,36	0,16	1,18	99,87
89	4	67,10	0,41	15,81	1,57	2,11	—	0,09	1,55	3,56	3,70	2,37	0,12	1,59	99,98
90	1	72,56	0,24	14,49	0,39	1,65	—	0,10	0,62	2,14	4,16	3,07	0,08	0,52	100,02
91	4	74,73	0,20	13,68	1,16	1,00	—	0,04	0,26	0,92	3,54	3,61	0,04	0,77	99,95
<b>Светлинский комплекс</b>															
92	9	70,93	0,27	14,79	1,03	1,81	—	0,08	0,66	2,28	3,83	3,50	0,13	0,51	99,82
93	2	74,86	0,04	14,36	0,09	0,48	—	0,01	0,12	1,21	3,68	4,65	0,03	0,46	99,99

**61–62** — массив Глухарь: **61** — субшелочной двуполевошпатовый гранит главной фазы, **62** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы; **63–65** — массив Нельгасигский: **63** — гранодиориты, **64** — гранит, **65** — лейкограниты; **66–70** — шток Победа: **66** — диориты, **67** — кварцевые диориты, **68** — гранодиориты, **69** — граниты, **70** — лейкограниты, субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **71–72** — массив Эльген-Тегкелинский: **71** — гранодиориты, **72** — гранит; **73–77** — шток Березовский: **73** — габбро, **74** — диорит, **75** — кварцевые

диориты, **76** — гранодиориты, **77** — гранит; **78–85** — массив Верхнеямский: **78** — габбро, **79** — кварцевые диориты, **80** — гранодиориты, **81** — граниты, **82** — лейкограниты; **83–86** — массив Иреть-Малкачанский: **83** — кварцевые диориты, **84** — гранодиориты, **85** — граниты, **86** — лейкогранит; **87–91** — массив Туманский: **87** — габбро, **88** — кварцевый диорит, **89** — гранодиориты, **90** — гранит, **91** — лейкограниты; **92–93** — шток Становой: **92** — граниты, **93** — субшелочные двуполевошпатовые лейкограниты;



<b>113</b>	2	71,62	0,27	14,10	1,17	1,29	—	0,02	0,43	1,36	3,47	4,53	0,11	1,19	99,56
<b>114</b>	10	76,24	0,15	12,67	0,78	0,90	—	0,04	0,31	0,54	3,86	4,41	0,04	0,37	100,31
<b>115</b>	2	75,77	0,12	12,79	0,75	1,00	—	0,03	0,16	0,49	3,77	4,83	0,06	0,60	100,37
<b>116</b>	4	72,43	0,24	13,58	0,55	2,24	—	0,04	0,44	1,03	3,97	4,00	0,05	—	98,57
<b>117</b>	28	74,83	0,11	12,70	0,55	1,55	—	0,03	0,31	0,72	3,91	4,25	0,02	0,73	99,71
<b>118</b>	16	75,76	0,17	12,01	2,22	0,72	—	0,03	0,08	0,15	3,88	4,45	0,02	0,44	99,93
<b>119</b>	8	76,03	0,11	11,91	1,76	0,92	—	0,04	0,05	0,13	4,22	4,23	0,07	0,39	99,86
<b>120</b>	4	71,76	0,29	13,98	1,61	1,13	—	0,06	0,53	1,19	3,84	4,35	0,08	1,32	100,14
<b>121</b>	6	75,66	0,14	13,05	0,67	0,51	—	0,02	0,10	0,64	3,75	4,55	0,02	0,83	99,94
<b>122</b>	1	63,98	0,46	15,80	—	—	4,79	0,11	1,47	3,48	5,09	3,00	0,23	—	98,41
<b>123</b>	2	72,51	0,22	13,92	—	—	2,21	0,05	0,43	1,31	4,30	3,57	0,06	—	98,58
<b>124</b>	2	75,65	0,12	12,93	—	—	1,53	0,08	0,17	0,42	4,20	4,43	0,03	—	99,56
<b>125</b>	1	76,25	0,12	12,53	—	—	1,21	0,04	0,10	0,31	3,97	4,64	0,04	—	99,21

**94–98** — массив Туманский: **94** — габбродиорит, **95** — кварцевые диориты, **96** — гранодиориты, **97** — граниты, **98** — лейкограниты; **99–102** — массив Неорчанский: **99** — диорит, **100** — кварцевые диориты, **101** — гранодиориты, **102** — граниты; **103** — массив Среднеольский: гранодиориты; **104–109** — массив Иреть-Малкачанский: **104** — габбро, **105** — диориты, **106** — кварцевые диориты, **107** — гранодиориты, **108** — граниты, **109** — лейкограниты; **110–112** — массив Верхнеямский: **110** — гранодиориты, **111** — субщелочные двуполевошпатовые граниты, **112** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **113–115** — массив Туманский: **113** — гранит, субщелочной двуполевошпатовый гранит, **114** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы,

**115** — аляскиты заключительной фазы; **116–117** — массив Верхнекилганинский: **116** — граниты, субщелочные двуполевошпатовые граниты, **117** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **118** — шток Верхнебуондинский: щелочные лейкограниты; **119** — шток Сухой: щелочные лейкограниты; **120–121** — массив Левосейманский: **120** — субщелочные двуполевошпатовые граниты, **121** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **122–125** — массив Неорчанский: **122** — кварцевый сиенит, **123** — гранит, субщелочной двуполевошпатовый гранит, **124** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы, **125** — субщелочной двуполевошпатовый лейкогранит заключительной фазы;



Прибрежный комплекс															
<b>141</b>	3	50,66	1,35	17,34	3,92	4,83	—	0,16	5,17	8,04	3,10	1,02	0,32	2,82	98,73
<b>142</b>	2	52,12	1,23	17,37	2,80	4,69	—	0,15	4,33	7,42	4,41	1,16	0,57	2,92	99,17
<b>143</b>	3	51,78	0,92	16,34	2,10	7,20	—	0,16	6,22	8,63	2,52	1,46	0,25	1,65	99,23
<b>144</b>	2	48,18	1,54	18,21	3,20	6,25	—	0,19	5,18	10,44	3,72	0,77	0,29	1,73	99,70
<b>145</b>	3	54,57	1,34	17,00	2,62	4,15	—	0,14	3,61	7,16	3,23	1,58	0,46	3,41	99,27
<b>146</b>	2	55,63	1,14	17,38	3,01	4,53	—	0,13	3,42	4,75	4,30	1,90	0,44	2,68	99,31
<b>147</b>	6	61,16	0,75	16,68	2,11	3,44	—	0,10	2,49	4,87	4,01	1,75	0,26	1,51	99,13
<b>148</b>	12	53,19	1,16	17,20	4,22	3,72	—	0,15	4,04	6,35	3,86	1,76	0,40	3,37	99,42

**126–128** — массив Нявленгинский: **126** — кварцевый монзонит, **127** — субщелочные двуполевошпатовые граниты, **128** — субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты; **129–132** — массив Иреть-Малкачанский: **129** — гранодиориты, **130** — граниты, субщелочные двуполевошпатовые граниты, **131** — лейкограниты, субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты главной фазы, **132** — лейкограниты заключительной фазы; **133** — габбро, **134** — монцогаббро, **135** — долериты, **136** — трахидолериты, **137** — диориты, **138** — монцодиориты, **139** — кварцевые диориты, **140** — кварцевый монзонит-порфир; **141** — долериты, **142** — трахидолериты, **143** — габбро-порфириты, **144** — монцогаббро-порфириты, **145** — диорит-порфириты, **146** — монцодиорит-порфириты, **147** — кварцевые диорит-порфириты, **148** — спессартиты;

**1–6** по [176]; **7–11** по [124, 206, 222]; **12–16** по [192, 196]; **17–19** по [144]; **20–22** по [54, 125]; **23–26** по [122]; **27–28** по [162]; **29–30** по [208]; **31–37** по [159]; **38–39** по [170]; **40–41** по [158]; **42–43** по [158, 170]; **44–46** по [131]; **47–49** по [166, 191]; **50–52** по [11, 173]; **53–54** по [219]; **55** по [210]; **56–57** по [44, 149]; **58–60** по [143, 197, 207]; **61–62** по [162, 208]; **63–65** по авторам; **66–70** по [121, 209]; **71–72** по [54, 125]; **73–77** по [125, 153]; **78–82** по [126, 222], **83–86** по [176]; **87–91** по [144, 180, 193,]; **92–93** по [143]; **94–98** по [190, 194, 151]; **99–102** по [184, 204, 221]; **103** по [221]; **104–109** по [176]; **110–112** по [125, 126, 163]; **113–115** по [151, 169,]; **116–117** по [196]; **118–119** по [30, 128]; **120–121** по [122]; **122–125** по [204]; **126–128** по [155, 126]; **129–132** по [176]; **133–140** по [44, 164, 174]; **141–148** по [176].

свиты. С целью разрешения этих противоречий для гранодиоритов конгалинского комплекса северной части массива Среднеольский в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ определен возраст U-Pb методом по циркону, составивший  $86,6 \pm 2$  млн лет. Таким образом, наблюдения над соотношениями интрузий комплекса с вулканитами хольчанской свиты [176] и полученная новая U-Pb датировка дают основание принять возраст комплекса как позднемеловой\*.

Западнее описываемой территории (бассейн р. Бургагылкан) в коренном выходе наблюдалось перекрытие пород комплекса восточной части массива Майманджинский игнимбритами ольской свиты; здесь же гранитоиды прорваны субвулканическими телами андезитов, отнесенными к улынскому комплексу. Вмещающая хольчанская свита повсеместно прорвана и метаморфизована гранодиоритами конгалинского комплекса [145]. Наблюдения над соотношениями комплекса с вулканогенными образованиями позволяют объединить хольчанский вулканический и конгалинский плутонический комплексы в вулcano-плутоническую ассоциацию. Для вулканического и плутонического комплексов характерен кислый состав пород, отмечается и петрохимическое сходство (рис. 16, табл. 7). U-Pb датировка гранодиоритов сопоставляется с возрастом хольчанской свиты ( $87,8 \pm 1,2$  и  $81,9 \pm 1,4$  млн лет), полученным В. В. Акининым [4] U-Pb методом по циркону в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США.

С комплексом ассоциируют проявления и месторождения золота, серебра, меди, молибдена, кобальта.

**Омсукчанский плутонический комплекс лейкогранитовый** ( $K_2O$ ) распространен преимущественно в пределах Балыгычано-Сугойского прогиба и его обрамления (Омсукчанская СФО (2), где объединяет массивы Левоомсукчанский (петротип), Егорлыкский, Марат, Маяк, Невский, Кырчанский, Дагорский и другие более мелкие интрузии (рис. 13). К этому же комплексу отнесены массивы в зоне сочленения Сугойского синклинория и Приколымского поднятия — Куранахский, Суксуканский, Толкунтахский, Арангасский, а также интрузии в пределах зон меловой тектоно-магматической активизации Танья-Нурской (Глухарь) и Хурчан-Оротуканской (Верхнеоротуканский). Плутоны омсукчанского комплекса выделяются интенсивными (до  $-20$  мГал) отрицательными аномалиями поля силы тяжести. В магнитном поле им свойственны слабоотрицательные значения, к экзоконтактам иногда приурочены положительные (до 300 нТл) аномалии. В МАКС дешифрируются цветом и дендритовидным узором.

---

\*По мнению ряда исследователей (М. Л. Гельман и др.), такое заключение противоречит известным данным о находках галек так называемых «охотских» гранитоидов в конгломератах ниже-верхнемеловой арманской свиты. На этом основании конгалинский комплекс, так же как и описанные ниже магаданский и светлинский, входившие ранее в единый «охотский» комплекс, не могут быть моложе раннего мела. Однако эти данные в настоящее время нуждаются в ревизии, поэтому на карте принята трактовка автора, обоснованная соотношениями массивов указанных комплексов с позднемеловой хольчанской свитой. (Прим. ред.)

Для всех массивов характерна общность состава, оловоносность. Они сложены биотитовыми лейкогранитами, варьирующими от нормальных ( $ly$ ) до умереннощелочных ( $\epsilon ly$ ). В некоторых массивах преобладают умереннощелочные разности, в некоторых — лейкограниты нормального ряда, но обе разновидности встречаются совместно и разделяются только по химическим анализам. В резко подчиненном количестве отмечаются и более меланократовые породы — граниты умереннощелочные и нормального ряда. Характерна низкая намагниченность пород комплекса. Обычно выделяется две фазы внедрения. Первая фаза — главная, ко второй относятся небольшие дайко- и штокообразные тела, дайки мелкозернистых лейкогранитов, иногда лейкогранит-порфиров, имеющих резкие интрузивные контакты с гранитоидами первой фазы. Омсукчанский комплекс — типичный представитель лейкогранитовой формации [57].

Петротипический массив Североомсукчанский ( $290 \text{ км}^2$ ) находится на лево- и правобережье р. Сугой в районе приустьевой части р. Омчикчан (Омсукчан). Структурно приурочен к сочленению Балыгычано-Сугойского прогиба и Насучанского синклинория.

По данным А. Э. Ливача [170], pluton обнажен в виде нескольких куполовидных выступов, отражающих сложную поверхность кровли интрузива. Выступы в плане имеют овальную форму, разделены депрессиями кровли. Границы лейкогранитов с вмещающими породами извилистые, обусловленные преобладающими пологозалегающими контактами, реже отмечаются и крутые углы падения контактов. В апикальных частях Североомсукчанского массива встречаются ксенолиты и пластовые залежи гибридных пород, состав которых зависит от первичного состава переработанных пород.

Вмещающие осадочные отложения превращены в разнообразные роговики: биотитовые, биотит-кордиеритовые, биотит-андалузитовые, в том числе графитсодержащие, мусковит-кварцевые, кварц-актинолитовые. Роговики на удалении от контакта постепенно сменяются узловатыми и пятнистыми сланцами. Ширина зоны интенсивного ороговикования составляет от десятков метров до 120 м и зависит от угла наклона контактов, общая ширина зоны контактово-метаморфизованных пород достигает 500 м, на отдельных участках — до 2 км.

Лейкограниты главной фазы крупно- и среднезернистые, реже мелкозернистые. Крупнозернистые лейкограниты отмечаются в центральных частях массива, преобладают в восточной. Среднезернистые разности приурочены к западным выступам плутона. Мелкозернистые лейкограниты встречаются на контактах с роговиками. Породы светло-серые, светло-буровато-серые; по А. П. Соболеву [88], состоят (%) из олигоклаза до альбита в оторочках зерен (в среднем по 97 шлифам — 18,7), микроклина или анортоклаза (43,5), кварца (34,5), буровато-зеленого или бурого биотита (2,7), аксессуарных (0,6) — магнетита, циркона, ортита, флюорита, более редких апатита, циртолита, ксенотима, ильменита, турмалина, ураноторита. Структура лейкогранитов порфировидная, гранитовая, участками графическая. Вторичные минералы — хлорит, серицит, кварц, карбонат, эпидот, альбит, мусковит.



Вторая фаза представлена небольшими (до 1 км<sup>2</sup>) дайко- и штокообразными телами, дайками мелкозернистых лейкогранитов северо-восточной ориентировки. Породы состоят (%) из плагиоклаза (в среднем по 10 шлифам — 15,5), калишпата (47,5), кварца (36,5), биотита (1,8), акцессорных (0,8), таких же, как и в породах главной фазы, отмечается повышенное количество турмалина, флюорита, встречается касситерит. Структура паналлотриоморфнозернистая, участками графическая. Вторичные изменения аналогичны таковым по породам главной фазы.

Жильные производные относительно редки, представлены пегматитами и аплитами. Среди пегматитов выделяются два типа — сингенетичные, встречающиеся в виде гнезд, часто зонального строения, и отщепленные, образующие жилообразные и неправильной формы тела в лейкогранитах и роговиках. Отщепленные пегматиты слагают тела мощностью от нескольких см до 1,5 м, прослеживаются по простиранию на несколько метров, иногда до 40–50 м. Они сложены ортоклазом, кварцем, биотитом, реже мусковитом; в них присутствуют: флюорит, турмалин, касситерит, альбит, кристаллы мориона (до 20 см), редкоземельные акцессорные минералы — ортит, ксенотим, монацит, малакон. На левобережье р. Сугой встречены линзы (длина до 10 м, мощность 5–80 см) редкоземельных пегматитов. Их состав (%): хлорит (0–3) кварц (3–22), ксенотим (5–24), ортит (5–48), апатит (16–25), цоизит (0–54), магнетит (0–1,5) [170].

С лейкогранитами связаны зоны грейзенизации. Грейзены развиты в апикальных частях интрузива и в роговиках экзоконтактной зоны. Выделяются кварц-мусковитовые, кварц-мусковит-турмалиновые, андалузит-мусковит-турмалиновые грейзены. Характерные рудные минералы кварц-мусковит-турмалиновых и андалузит-мусковит-турмалиновых грейзенов — касситерит, вольфрамит, арсенопирит, молибденит, шеелит, самородный висмут, которые образуют прожилки и гнезда. На некоторых участках встречаются монацит, ортит и ксенотим.

Гидротермальные жильные образования — оловоносные турмалин-кварцевые и турмалиновые, кварц-хлоритовые и хлоритовые, хлорит-турмалиновые, турмалин-касситеритовые, кварц-сульфидно-касситеритовые, касситерит-кварцевые жилы, прожилковые зоны и минерализованные зоны дробления, сопровождаемые зонами турмалинизации и хлоритизации вмещающих пород.

На удалении от Балыгычано-Сугойского прогиба один из типичных массивов комплекса — Верхнеоротуканский (125 км<sup>2</sup>), расположенный в верховьях р. Оротукан в пределах Хурчан-Оротуканской зоны тектономагматической активизации. Массив дискордантно прорывает осадочные отложения триаса и нижней юры в северной части Балыгычанского поднятия. В плане он вытянут в близмеридиональном направлении, сопровождается штоками-сателлитами и дайками, характерна сильная извилистость границ. Контакты круто падают в сторону вмещающих пород под углами 60–70° в западной части и полого — в восточной. Массиву отвечает отрицательная гравитационная аномалия амплитудой до 20 мГал, расчетная глубина распространения гранитоидов по геофизическим данным до 6 км.

Ширина ореола ороговикования зависит от положения контактов и составляет 1–10 км. Выделяется внутренняя зона интенсивного контактового метаморфизма (ширина от 0,2 до 1 км и более), где осадочные породы полностью или частично перекристаллизованы в лепидогранобластовые, порфиробластовые роговики с кордиеритом, андалузитом, кварцем, биотитом, плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, мусковитом, турмалином. На удалении от контакта они сменяются узловатыми и пятнистыми сланцами с новообразованиями биотита и светлой слюды. По карбонатсодержащим породам и линзам карбонатных пород развиты скарны разнообразного состава: диопсид-битовнитовые со сфеном, эпидот-карбонат-кварц-пироксеновые, амфибол-клинопироксен-кальцитовые. Иногда скарны содержат интенсивную сульфидную и магнетитовую минерализацию [143].

По данным В. Н. Егорова [143], в составе комплекса установлены две фазы. Первая (главная) — серые, светло-серые среднезернистые, крупнозернистые, реже мелкозернистые биотитовые лейкограниты занимают около 97% площади массива. В них встречаются миаролы со щетками кварца, полевых шпатов, биотита, мусковита, турмалина, флюорита, касситерита, пирита, арсенопирита, фаялита. Значительно более редкие породы первой фазы, встречающиеся в эндоконтактных частях, — субщелочные двуполевошпатовые граниты отличаются большим содержанием биотита и меньшим — кварца.

Ко второй фазе отнесены небольшие (до 0,3 км<sup>2</sup>) штоко- и дайкообразные тела, дайки мелкозернистых биотитовых лейкогранитов, дайки субщелочных двуполевошпатовых гранитов, субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов, лейкогранит-порфиоров. Дайки крутопадающие, мощность их до 50 м (обычно 1–5 м), протяженность до 4 км, простирание северо-восточное. Контакты мелкозернистых лейкогранитов с породами первой фазы интрузивные.

Жильные производные — аплиты и пегматиты, мощность их до 0,5 м, протяженность до десятков метров.

Лейкограниты первой фазы массива состоят (%) из олигоклаза со слабой прямой зональностью (в среднем по восьми шлифам — 19,7), пертитового ортоклаза и (или) микроклина (40,9), кварца (35,7), биотита (3,2), акцессорных (0,5) — циркона, апатита, рудного, флюорита, оргита, сфена, в пробах-протолочках установлены также турмалин, касситерит, рутил, ксенотим, ураноторит, топаз, гранат, монацит и другие минералы. Из темноцветных изредка встречаются клинопироксен, зеленый густоокрашенный амфибол гастингситового типа, в миаролах — фаялит. Структура паналлотриоморфнозернистая, в мелко- и среднезернистых разностях порфиرويدная. Обычны слабая хлоритизация, иногда мусковитизация биотита, серицитизация, редко эпидотизация плагиоклаза, отмечаются также вторичные карбонат, цеолиты.

Лейкограниты и лейкогранит-порфиры второй фазы состоят (%) из незонального или со слабой прямой зональностью плагиоклаза — альбита, олигоклаза (15,0), ортоклаз-пергита или микроклина (43,1), кварца (38,1), бурого биотита (3,5), акцессорных (0,3) — циркона, турмалина, рудного,

ортита, апатита. Структура порфировидная паналлотриоморфнозернистая, или порфировая с микропаналлотриоморфнозернистой, микрографической, микросферолитовой основной массой. В порфировидных или порфировых выделениях размером до 5 мм, иногда до 1 см присутствуют плагиоклаз, микроклин, биотит, кварц. Вторичные изменения такие же, что и в гранитоидах первой фазы, более часто отмечается развитие светлых слюд по полевым шпатам и биотиту.

В массиве распространены изометричные площадные (до 0,2 км<sup>2</sup>) и линейные протяженностью до сотен метров зоны грейзенизации. Грейзены кварц-мусковит-топазовые, альбит-мусковит-кварцевые, рудная минерализация в них представлена касситеритом, арсенопиритом и вольфрамитом, отмечаются магнетит, шеелит, сфалерит, халькопирит, пирит, блеклые руды, галенит, пирротин, молибденит. В северной экзоконтактной зоне массива Верхнеоротуканский и его сателлита — штока Кинжал развиты площадные (до 2 км<sup>2</sup>) зоны турмалинизации, сульфидизации и окварцевания, сопровождаемые кварцевыми и сульфидно-кварцевыми прожилками и жилами.

По данным спектрального анализа в лейкогранитах первой фазы установлены повышенные в 2–4 раза против фоновых содержания W, As, Be, Tl, Ce, La, Y, Yb, в породах второй фазы — W, Sn, Be, Tl, Li [143].

В северной части Сугойского синклиория находится группа интрузивов омсукчанского комплекса, наиболее крупный из них — Куранахский (325 км<sup>2</sup>) в бассейне руч. Куранах — правого притока р. Колыма дискордантно прорывает отложения верхнего триаса и нижней—средней юры. Выход массива в плане имеет овальную форму, длинная ось которого ориентирована в меридиональном направлении. Контакты массива полого (от 10 до 40°) падают в сторону вмещающих пород. Более крутые углы падения (до 60°) отмечаются в северной и северо-восточной частях плутона. По данным Б. М. Гусарова [33] и В. А. Сдерягина [79], ширина ореола контактово-метаморфизованных пород значительная и составляет 5–10 км. Во внутренней части ореола шириной 1–2 км терригенные породы преобразованы в кварц-полевошпат-кордиеритовые и кварц-полевошпат-андалузитовые роговики. Во внешней зоне развиты пятнистые сланцы с новообразованиями биотита, кордиерита, мусковита, серицита. Для контактово измененных пород характерна вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина и арсенопирита.

Массив сложен породами первой фазы — крупно-среднезернистыми порфировидными и равномернозернистыми, реже мелкозернистыми лейкогранитами. Характерно наличие миарол со щетками кварца, ортоклаза, биотита, турмалина, флюорита, топаза, мусковита и других минералов. Лейкограниты — светло-серые породы, состоят (%) из олигоклаза, альбита (20–27), калишпата (31–40), кварца — (30–41), биотита (3–5,5). Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, ксенотимом, ортитом, магнетитом, касситеритом, сфеном. Вторая фаза представлена дайками лейкогранит-порфиров, имеющих северо-восточную ориентировку. Обильные (30–60%) мелкие вкрапленники размером 0,5–2 мм сложены альбитом или альбитом—олигоклазом, микроклином,

кварцем, биотитом. Тонкозернистая основная масса аналогичного состава имеет микропаналлотириоморфнозернистую, микрографическую, микропойкилитовую структуру. Акцессорные минералы — рутил, ортит, сфен, гранат, апатит, циркон, монацит, анатаз. Из жильных производных встречаются аплиты. Породы сопровождаются зонами грейзенизации, часто с касситеритовой минерализацией. В зонах грейзенизации распространены кварцевые, турмалин-кварцевые, хлорит-кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы, нередко с оловянной минерализацией.

По данным химического анализа (табл. 7) лейкограниты омсукчанского комплекса относятся к нормальному и умереннощелочному ряду с щелочностью калиево-натриевого типа.  $K_2O$  преобладает над  $Na_2O$  во всех породах. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 16) тренд комплекса соответствует высококалиевому (позднеорогенному) тренду.

Для пород и минералов омсукчанского комплекса имеются многочисленные К-Аг датировки (рис. 15), заключенные преимущественно в интервале 62–96 млн лет со статистическим максимумом — 85 млн лет. Имеющиеся шесть Rb-Sr изохронных дат имеют примерно тот же разброс значений. Две Аг-Аг даты составляют:  $83 \pm 1$  млн лет для лейкогранитов штока Днепровский и  $77,5 \pm 0,4$  млн лет для тех же пород массива Глухарь [63]. В Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ определен возраст U-Pb методом по циркону лейкогранитов петротипического массива Североомсукчанский, который составил  $81,69 \pm 0,81$  млн лет. Тем же методом В. В. Акининым [3] в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США для лейкогранитов массива Маяк получен несколько более древний возраст —  $87,0 \pm 2,2$  млн лет. Датировки, полученные современными методами, не оставляют сомнения в поздне-меловом возрасте комплекса. Этот же возраст вытекает и из соотношений интрузий с вмещающими породами. Лейкограниты прорывают и контактово метаморфизуют образования каховского и надеждинского вулканических комплексов, а игнимбриты риодацитов и риолиты шороховской свиты не несут признаков контактового метаморфизма и содержат ксенолиты биотитовых лейкогранитов [170].

А. Э. Ливачем [170] гранитоиды омсукчанского комплекса и надеждинский вулканический комплекс объединены в надеждинскую вулканно-плутоническую ассоциацию. Основанием этому служат соотношения интрузий с вулканогенными породами и близость состава вулканитов и лейкогранитов.

С гранитоидами омсукчанского комплекса ассоциируют прежде всего месторождения и проявления олова, а также железа, свинца, цинка, золота.

**Магаданский плутонический комплекс гранит-гранодиоритовый ( $K_2m$ )** распространен в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и его перивулканической зоны (Охотско-Чукотская СФО (3)). По объему он уступает конгалинскому, объединяет небольшие по размерам массивы Нельгасигский, Победа, Челкау, Эльген-Тенгкелинский, Березовский, Каровый, Укурчанский, Хивэгчанский, Старый, Наслачанский, участвует в строении поздне-меловых гетерогенных массивов: Среднеянского, Верхнеямского, Иреть-Малкачанского, Туманского.

Массивы магаданского комплекса проявлены слабыми отрицательными (до  $-10$  мГал) аномалиями поля силы тяжести и сопровождаются положительными (до  $500-1000$  нТл) магнитными аномалиями, охватывающими гранитоиды и породы рамы.

В составе комплекса преобладают гранодиориты ( $\gamma\delta$ ), меньше гранитов ( $\gamma$ ), кварцевых диоритов ( $q\delta$ ), диоритов ( $\delta$ ), габбро ( $v$ ), в дайках и небольших телах отмечаются лейкограниты. Выделяется до шести фаз, внедренных в гомодромной последовательности, соответствующих видам горных пород [123]. Магаданский комплекс относится к диорит-гранодиоритовой формации [57].

Характерные особенности комплекса: серая окраска пород, наличие в порфиroidных выделениях идиоморфной столбчатой роговой обманки. Породы относятся к нормальному петрохимическому ряду со щелочностью натриевого типа. К минеральным особенностям относятся существенно амфиболовый состав темноцветных; в основных и средних породах присутствует клинопироксен (ортопироксен не характерен), в кислых заметная роль принадлежит биотиту. Роговая обманка исчезает только в некоторых разновидностях ультракислых гранитов.

В северо-восточной части гетерогенного массива Среднеянский, по данным П. Н. Анорова [123], породы магаданского комплекса занимают около половины его площади и представлены преимущественно гранодиоритами, в незначительном количестве присутствуют породы ранних фаз — габбро и диориты.

Габбро — наиболее ранние образования, встречаются в виде тел, не превышающих по площади первых  $\text{км}^2$ . Это темно-серые средне-мелкозернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой структурой. Они состоят (%) из рекуррентно зонального плагиоклаза № 35–70 (63,5), кварца (1), клинопироксена (8,2), ортопироксена (2,1), буровато-зеленой роговой обманки (18,2), биотита (4,1), акцессорных (2,3) — рудного, апатита. Вторичные — соссюрит, серицит, хлорит.

Диориты образуют более крупные тела — до  $15 \text{ км}^2$  по площади, по петрографическим признакам весьма схожи с габбро. Отличаются меньшей основностью плагиоклаза, присутствием калишпата (до 1%), кварца (до 5%), меньшим количеством темноцветных минералов и возрастом среди них роли биотита и роговой обманки.

Наиболее распространенные породы комплекса в массиве — гранодиориты. Породы светло-серые среднезернистые с порфиroidными выделениями плагиоклаза и столбчатой роговой обманки. Средний их состав по четырем шлифам (%): плагиоклаз — 49,1, калишпат — 13,8, кварц — 20,3, клинопироксен — менее 1, амфибол — 4,6, биотит — 9,1, акцессорные — 1,7. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, пойкилитовая. Вторичные — серицит, хлорит, эпидот.

Интрузиям магаданского комплекса в пределах массива Среднеянский сопутствуют маломощные кварцевые, хлорит-кварцевые и эпидот-кварцевые жилы и прожилки.

В составе массива Иреть-Малкачанский породы магаданского комплекса составляют небольшую долю от общего объема интрузивных пород,

распространены в северной и южной частях плутона и представлены преимущественно кварцевыми диоритами и гранодиоритами, в небольшом количестве — гранитами [176].

Кварцевые диориты распространены в южной части массива. Это серые от крупно- до мелкозернистых порфиroidные породы; состоят (%) из зонального плагиоклаза № 15–55 (70), калишпата (3,0), кварца (8,7), клинопироксена (1,5), зеленой обыкновенной роговой обманки (8,8), бурого биотита (5,7), акцессорных (2,3) — магнетита, титаномагнетита, сфена, апатита, циркона, ортита. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. В порфиroidных выделениях присутствуют роговая обманка (до 1,5 см) и плагиоклаз. Вторичные — серицит, соссюрит, эпидот, карбонат, кварц, мусковит, актинолит, хлорит.

Гранодиориты в основном встречаются в северной части массива. Породы аналогичны описанным в массиве Среднеянский. Средний их состав (%): плагиоклаз № 18–40 (54,7), калишпат (15,9), кварц (18,4), клинопироксен (0,2), зеленая обыкновенная роговая обманка (5,5), коричневый или зеленовато-коричневый биотит (4,0), акцессорные (1,3) — апатит, циркон, магнетит, сфен, ортит.

Граниты в составе массива в виде небольших тел встречаются редко. Это светло-серые и розовато-светло-серые мелкозернистые резко порфиroidные породы; состоят (%) из плагиоклаза (40,4), калишпата (26,2), кварца (28,1), зеленой роговой обманки (2,8), биотита (2,0), акцессорных (0,5). Структура порфиroidная, гранитовая, пойкилитовая, участками графическая. В порфиroidных выделениях присутствуют плагиоклаз, роговая обманка, кварц.

Жильные производные комплекса в составе массива — аплиты и пегматиты.

По данным спектрального анализа породы комплекса содержат повышенные концентрации Be и Ga.

Нельгасигский массив (70 км<sup>2</sup>), расположенный на левобережье р. Нябол, изучался в процессе составления Госгеолкарты-1000/3. Интрузив приурочен к Нельгасиг-Кырчанской зоне тектоно-магматической активизации, несколько вытянут в меридиональном направлении, имеет асимметричное строение: его восточный контакт под углом 70–80° наклонен к востоку (в сторону вмещающих пород), западный — обратный, также наклонен в восточном направлении. Массив дискордантно прорывает осадочные отложения верхней перми и нижнего–среднего триаса. Ширина зоны контактово метаморфизованных пород с восточной стороны массива составляет 1–1,5 км, у западной 0,5–1 км. Роговики преимущественно биотитовые, кордиерит-биотитовые, андалузит-биотитовые, отмечаются также новообразования мусковита, актинолита.

Массив сложен роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, в приконтактовых частях присутствуют ксенолиты более ранних кварцевых диоритов. Дайки гранит-порфиров и лейкогранитов сконцентрированы в полосе север-северо-восточного простиранья, пересекают породы массива и представляют его поздние фазы. Соотношения между дайками разного состава не наблюдались.

Гранодиориты — серые среднезернистые порфировидные породы; состоят (%) из плагиоклаза с прямой и рекуррентной зональностью — андезина, до олигоклаза в оторочках зерен (в среднем по четырем шлифам — 54,1), пертитового калишпата (8,5), кварца (22,8), зеленой обыкновенной роговой обманки (5,3), бурого, иногда с зеленоватым оттенком биотита (8,3), аксессуарными (1,0), представленными рудным, апатитом, цирконом. Ю. Н. Симоновым [84] отмечены также ортит, монацит, шеелит. Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой. В порфировидных выделениях размером до 7 мм присутствуют плагиоклаз и столбчатая роговая обманка. Вторичные изменения незначительны, выражаются в серицитизации и сосюритизации плагиоклаза, хлоритизации, реже карбонатизации биотита.

Мелко-тонкозернистые лейкограниты из даек — светло-серые, буровато-серые породы с относительно редкими порфировидными выделениями до 3 мм, реже до 5 мм плагиоклаза, иногда кварца и биотита. Для пород характерно примерно равное соотношение плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца. Бурый или зеленовато-бурый биотит составляет 2–5%. Аксессуарные присутствуют в редких зернах и представлены рудным, цирконом, апатитом. Вторичные изменения обычно незначительные и выражены в серицитизации плагиоклаза, хлоритизации биотита. Структура порфировидная, паналлотриоморфнозернистая с элементами графической.

Граниты и гранит-порфиры отличаются от лейкогранитов большим количеством (от 15 до 50%) порфировидных или порфировых выделений кислого плагиоклаза, реже кварца и биотита. Содержание бурого, зеленовато-бурого биотита составляет около 5%.

Жильные производные — аплиты, редко — пегматиты. Гидротермальные образования представлены редкими кварцевыми жилами, в восточном экзоконтате иногда с молибденитом.

По химическому составу (табл. 7) породы магаданского комплекса относятся к нормальному ряду с натриевым типом щелочности. Характерно преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  во всем ряду пород, за некоторым исключением для ультракислых гранитов. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 16) тренд комплекса соответствует известково-щелочному (коровому орогенному).

В рамках листа Р-56 достоверно установлены рвушие соотношения пород комплекса с вулканитами хольчанской свиты позднемелового возраста [176], некоторые из штоков, отнесенные к магаданскому комплексу (Каровый, Укурчанский, Хивэгчанский), прорывают вулканиты улынской свиты. Породы комплекса прорывают гранитоиды конгалинского комплекса и в свою очередь пересекаются интрузиями светлинского и дукчинского комплексов [123, 176]. Немногочисленные К-Аг датировки (рис. 15) заключены в интервале 46–110 млн лет (преимущественно позднемеловые). Имеющаяся одна Rb-Sr изохронная дата гранитов штока Профессорский составила  $90,8 \pm 4,0$  млн лет при  $J_0$ , равном  $0,70760 \pm 0,00220$  [156]. Для уточнения возраста нами из пород массива Нельгасигский отобраны пробы на определение возраста Rb-Sr изохронным методом, которые проанализированы в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ.

Получен позднемеловой возраст, составивший  $89,8 \pm 4,3$  млн лет при  $J_0$ , равном  $0,70491 \pm 0,00024$ . Для гранитов магаданского комплекса петротипического массива Магаданский (лист О-56) В. В. Акининым (устное сообщение) U-Pb методом по циркону определен позднемеловой, но более древний возраст, составивший  $96,1 \pm 1,2$  млн лет. Полученные в последнее время датировки, а также рвущие соотношения с вулканитами хольчанской свиты свидетельствуют о позднемеловом возрасте магаданского комплекса\*.

Западнее описываемой территории (левобережье р. Челомджа) породы магаданского комплекса массива Хурэнский прорывают и метаморфизируют кислые покровные и субвулканические образования хольчанского вулканического комплекса, ороговиковывают эффузивы улынской свиты, а обломки гранодиоритов содержатся в туфах нижней части ольской свиты [145]. Исходя из наблюдений над соотношениями комплекса с вулканогенными образованиями, возможно объединение улынского вулканического и магаданского плутонического комплексов в вулcano-плутоническую ассоциацию. Для вулканического и плутонического комплексов характерна повышенная роль натрия в балансе щелочей, породы относятся к нормальному петрохимическому ряду. Магаданский комплекс отличается от улынского широким распространением умереннокислых пород.

С породами магаданского комплекса ассоциируют проявления молибдена порфиривого типа.

**Светлинский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый ( $K_2sv$ )** распространен преимущественно в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Охотско-Чукотская СФО (3), а в перивулканической зоне более редок. По объему он превышает магаданский, участвует в строении крупных позднемеловых гетерогенных массивов (Туманский, Иреть-Малкачанский, Среднеольский), полностью или частично слагает более мелкие массивы (Неорчанский, Дондычанский, Улитканский, Хаканджинский, Водораздельный, Полиметаллический, Анманьканский, Тойон, Становой и др.). Плутоны светлинского комплекса отмечаются отрицательными гравитационными аномалиями (до  $-10-20$  мГал). Площадям их выходов свойственно слабopоложительное (до 100 нТл), иногда нулевое или слабоотрицательное магнитное поле.

В составе комплекса преобладают г р а н и т ы ( $\gamma$ ), меньше г р а н о д и о р и т о в ( $\gamma\delta$ ), средние и основные породы присутствуют в резко подчиненном количестве — это к в а р ц е в ы е д и о р и т ы ( $q\delta$ ), д и о р и т ы ( $\delta$ ), д и о р и т - п о р ф и р и т ы ( $\delta\pi$ ), г а б б р о ( $v$ ); ультракислые породы — лейкограниты и умереннощелочные лейкограниты отмечаются в небольших

---

\*Имеются противоречия между изотопными датировками и геологическим обоснованием возраста. Максимальные U-Pb даты для хольчанской свиты около 88 млн лет (см. гл. «Стратиграфия»), а Rb-Sr и U-Pb даты для рвущих свиту магаданских гранитоидов варьируют в интервале 90–96 млн лет. U-Pb датировка петротипа магаданского комплекса  $96,1 \pm 1,2$  млн лет, а определенный тем же методом возраст пород более раннего конгалинского комплекса —  $86,6 \pm 2$  млн лет, т. е. почти на 10 млн лет моложе. Однако за пределы возрастного индекса  $K_2$  эти противоречия не выходят. (Прим. ред.)



телах и дайках. Выделяется до шести фаз, внедренных в гомодромной последовательности [123]. Фазы обычно отвечают видам горных пород. Комплекс относится к диорит-гранодиоритовой формации [57].

Породы светлинского комплекса близки к соответствующим породам магаданского комплекса. Они также относятся к нормальному ряду, отличаются несколько повышенным калиево-натриевым отношением. Порфиroidные разности в отличие от пород магаданского комплекса не содержат выделений роговой обманки, хотя последняя — ведущий темноцветный минерал. Своеобразием является «рябая» окраска гранитоидов за счет контрастного сочетания черных биотита, роговой обманки и белых полевых шпатов.

В массиве Иреть-Малкачанский закартировано [176] наибольшее разнообразие пород светлинского комплекса, которые занимают около половины площади гетерогенного плутона. Породы светлинского комплекса прорывают триасовые и юрские отложения, ранне- и поздне меловые вулканыты, до хольчанского вулканического комплекса включительно, а также поздне меловые интрузивные породы конгалинского и магаданского комплексов. Осадочные и вулканогенные образования метаморфизованы в условиях мусковит-роговиковой фации на расстоянии до 3 км от контактов с интрузиями. В узкой (шириной до 200 м) приконтактной зоне развиты контактово-метаморфизованные породы амфибол-роговиковой фации. Роговики аналогичны охарактеризованным для конгалинского комплекса.

Габбро относится к ранней фазе, распространено ограниченно, его выходы не превышают 1 км<sup>2</sup> по площади, в большинстве своем — это ксенолиты среди пород более поздних фаз комплекса. Габбро — темно-серые средне- и мелкозернистые, частью порфиroidные породы с призматическизернистой, пойкилоофитовой структурой; состоят (%) из зонального плагиоклаза № 50–75, в оторочках зерен до № 25 (58–64), редких зерен калишпата (до 1,3), кварца (до 3), клинопироксена (10–11), зеленовато-коричневой роговой обманки (16–23), редких зерен биотита (до 1), акцессорных (4), представленных апатитом, титаномагнетитом, магнетитом, ильменитом, сфеном, цирконом, рутилом.

Аналогичное положение занимают и диориты второй фазы, площадь выхода интрузивных тел не превышает 1,5 км<sup>2</sup>. Диориты — темно-серые мелкозернистые порфиroidные породы; состоят (%) из зонального плагиоклаза № 41–59 (56–63), калишпата (2–3), клинопироксена (1,7–6,6), коричневатозеленой роговой обманки (17–29), биотита (1,1–2,6), акцессорных (3–5), представленных апатитом, магнетитом, титаномагнетитом, сфеном, цирконом, ортитом. Структура пород призматическизернистая, пойкилоофитовая, пойкилитовая.

Кварцевые диориты третьей фазы распространены более широко, образуют обширные поля в южной части плутона площадью до десятков км<sup>2</sup>. Породы серые, темно-серые от мелко- до крупнозернистых с гипидиоморфнозернистой структурой; состоят (%) из зонального плагиоклаза № 28–50 (59–65), калишпата (2,9–3,4), кварца (8–16), клинопироксена (0,3–0,7), зеленой или коричневатозеленой роговой обманки (8–18),

коричневого биотита (4–7), акцессорных (3–5), аналогичных породам второй фазы.

Гранодиориты четвертой фазы развиты в северной и западной частях массива, преобладают над кварцевыми диоритами. Породы серые, светло-серые, от мелко- до крупнозернистых, порфиоровидные и резкопорфиоровидные; состоят (%) из зонального андезина (46–48), калишпата (14–16), кварца (22–26), редких зерен клинопироксена (0,1–0,2), коричневатозеленой роговой обманки (5–6), коричневого биотита (5–6), акцессорных (1–3) — апатита, циркона, сфена, магнетита, титаномагнетита, ильменита, ортита. Структура порфиоровидная, гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Выделения, часто обильные, представлены плагиоклазом.

Граниты относятся к пятой фазе внедрения, распространены наиболее широко, составляя основной объем комплекса. Это розовато-светло-серые породы от мелко- до крупнозернистых; состоят (%) из зонального плагиоклаза № 20–38 (27–41), калишпата (20–40), кварца (25–34%), травяно-зеленой роговой обманки (0,5–3), коричневого биотита (1,5–6), акцессорных (0,5–1,5), представленных апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, магнетитом, титаномагнетитом. В некоторых шлифах присутствуют редкие зерна клинопироксена. Структура порфиоровидная, гранитовая с элементами графической. Порфиоровидные выделения размером до 1 см представлены плагиоклазом, отмечаются разновидности с гигантскими выделениями кварца размером до 5 см.

Лейкограниты отличаются от гранитов отсутствием роговой обманки и низким (около 3%) содержанием биотита. Соотношения с гранитами не установлены.

Жильные производные комплекса — аплиты и пегматиты.

Вторичные минералы и агрегаты в породах основного и среднего состава — серицит, сосюрит, развивающиеся по плагиоклазу, и хлорит, карбонат, эпидот, актинолит — по темноцветным. В кислых породах, кроме того, отмечаются мусковит и пренит.

По данным спектрального анализа граниты характеризуются повышенными концентрациями Ba, Sr, Zr, в гранодиоритах установлены повышенные содержания Zn и Zr [176].

В составе массива Туманский граниты светлинского комплекса занимают его большую часть площадью около 1200 км<sup>2</sup>. На участках распространения комплекса, в краевых частях, по данным Ю. Н. Симонова [85], распространены биотит-роговообманковые неравномернозернистые граниты. Породы светло-серые; состоят (%) из плагиоклаза (25–42), калишпата (25–30), кварца (25), роговой обманки (3–5), биотита (3–8). В центральных частях преобладают розовато-серые средне- и крупнозернистые биотитовые граниты. Они отличаются большей лейкократовостью; их состав (%): олигоклаз, до андезина — 19, калишпат — 40, кварц — 36, биотит — около 5. Акцессорные — апатит, циркон, магнетит, фергусонит. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая. Вторичные — серицит, хлорит. Более основные породы комплекса — биотит-роговообманковые гранодиориты, кварцевые диориты и диориты распространены в основном в северной части плутона, где слагают тела до 40 км<sup>2</sup> по площади,

по составу они близки к соответствующим разновидностям массива Иреть-Малкачанский. Породы светлинского комплекса прорывают осадочные образования триаса и юры, вулканиты таватумского и юмского комплексов.

В перивулканической зоне массивы комплекса редки. Один из них — шток Становой (40 км<sup>2</sup>). Шток расположен в истоках р. Лев. Становая, приурочен к Танья-Нурской зоне тектоно-магматической активизации, залегает среди верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Балыгычанского поднятия. Форма массива в плане округлая. Контакты круто, под углами 50–70° падают в сторону вмещающих пород. По данным В. Н. Егорова [143], в контактовом ореоле шириной до 2 км выделяется внутренняя зона (0,5–1 км), сложенная порфиробластовыми, лепидогранобластовыми роговиками с биотитом, андалузитом и кордиеритом, которые сменяются узловатыми сланцами, переходящими во внешней зоне в пятнистые сланцы. В роговиках и ороговикованных породах развита сульфидизация в виде тонкой вкрапленности, иногда прожилков пирита и пирротина.

Шток сложен гранитами, прорванными редкими дайками субщелочных двуполевошпатовых лейкогранитов и лейкогранит-порфиров поздней фазы. Мощность даек до первых метров, протяженность до сотен метров, простираение близширотное.

Граниты — серые, среднезернистые, реже мелко-среднезернистые порфиroidные породы, отличаются от типичных представителей комплекса наличием крупных (до 3 см) выделений полевых шпатов. Состав гранитов (%): андезин, до олигоклаза в оторочках зерен (в среднем по восьми шлифам — 48,3), ортоклаз (17,6), кварц (27,6), зеленый густоокрашенный амфибол (0,9), бурый или зеленовато-бурый биотит (5,2), акцессорные (0,4), представленные рудным, апатитом, цирконом, ортитом. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая. Породы относительно свежие; биотит незначительно хлоритизирован, плагиоклаз серицитизирован и сосюритизирован.

Субщелочные двуполевошпатовые лейкограниты и их порфиroidные аналоги из даек состоят из кислого плагиоклаза, калишпата и кварца в равных соотношениях, биотита (1–3%), акцессорных — рудного, апатита, циркона, ортита. Структура порфиroidная, гипидиоморфнозернистая или порфиroidная с микропаналлотриоморфнозернистой основной массой.

Из жильных производных отмечены аплиты. Гидротермальные образования — кварцевые, турмалин-кварцевые, сульфидно-кварцевые жилы с примазками и гнездами светлой слюды. Мощность жил менее 1 м, протяженность — десятки метров, простираение северо-восточное.

По данным спектрального анализа в гранитах повышенных содержаний элементов-примесей, за исключением стронция, не установлено [143].

По химическому составу (табл. 7) породы светлинского комплекса близки к соответствующим породам магаданского комплекса, они относятся к нормальному ряду, отличаются несколько повышенным калиево-натриевым отношением. Повышенная щелочность отмечается только в лейкогранитах самой поздней фазы. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 15) положение комплексов одинаково, их тренды соответствуют известково-щелочному тренду.

Породы светлинского комплекса прорывают позднемеловые вулкани-ты хольчанского, улынского и юмского комплексов, плутонические поро-ды конгалинского и магаданского комплексов и прорваны гранитоидами дукчинского комплекса [123, 176]. Соотношения с позднемеловыми сви-тами — хирумкинской и ольской не наблюдались. Имеющиеся довольно многочисленные К-Аг датировки пород (рис. 15) преимущественно позд-немеловые с большим разбросом значений. Для гранитов штока Становой в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ определен возраст U-Pb методом по циркону, составивший  $91,4 \pm 0,76$  млн лет. Тем же методом В. В. Акининым [4] в Открытой лаборатории Стэнфордского универси-тета и Геологической службы США получена более древняя позднеме-ловая дата гранитов массива Неорчанский —  $97,0 \pm 2,7$  млн лет. Возраст комплекса принят позднемеловым\*. По схожести состава с магаданским комплексом можно предположить и их возрастную близость.

Со светлинским комплексом, как и с магаданским, ассоциируют мес-торождения и проявления молибдена.

**Дукчинский плутонический комплекс умереннощелочных лейкогранитов** ( $K_2d$ ) распространен в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного по-яса (Охотско-Чукотская СФО (3) и не встречается в перивулканической зоне. По объему он незначительно уступает светлинскому комплексу, слагает крупные и мелкие массивы — Нявленгинский, Кивалгинский, Юртинский, Верхнекилганинский, Сухой, Верхнебуондинский, Маяканский, Таточанский, Сфинкс, участвует в строении крупных позд-немеловых гетерогенных массивов — Туманского, Среднеянского, Иреть-Малкачанского, слагает подавляющую часть плутона Верхнеямский. Интрузивы дукчинского комплекса характеризуются неотчетливой выра-женностью в геофизических полях. Им обычно соответствует гравитаци-онное поля уровня — 30–50 мГал и дифференцированное слабоположи-тельное и слабоотрицательное магнитное поле.

В составе комплекса преобладают умереннощелочные лей-кограниты ( $\epsilon\gamma$ ), меньше умереннощелочных гранитов ( $\epsilon\gamma$ ), щелочных лейкогранитов ( $E\gamma$ ), лейкогранитов ( $l\gamma$ ), гра-нитов ( $\gamma$ ), гранодиоритов ( $\gamma\delta$ ), граносиенитов ( $\gamma\xi$ ), сред-ние породы присутствуют в незначительном количестве и представлены кварцевыми монцонитами ( $qu$ ). Выделяется до четырех фаз, внедренных в гомодромной последовательности. Дукчинский комплекс относится к аляскитовой формации [57].

Характерная черта гранитоидов — резкая изменчивость веществен-ных признаков, что проявлено в вариациях зернистости, количествен-ных соотношений полевых шпатов и кварца при широком развитии графической структуры. Комплекс отличается неустойчивостью количест-венных соотношений темноцветных даже в породах близкого состава.

---

\*Имеются противоречия данных о U-Pb возрасте (от  $97 \pm 2,4$  до  $91,4 \pm 0,76$  млн лет) комплекса и наблюдений о его молодом возрасте относительно хольчанской свиты, U-Pb возраст которой от  $87 \pm 1,2$  до  $81,9 \pm 1,4$  млн лет. Однако вариации значений не выходят за пределы возрастного индекса  $K_2$ . (Прим. ред.)

Ведущий минерал среди темноцветных — обычно густоокрашенная бурая, зеленая или синеватая роговая обманка, иногда гастингсит, рибекит или баркевикит. В гранитах изредка отмечаются эгирин и раннемагматические выделения фаялита. Сочетание перечисленных признаков породам предшествующих поздне меловых комплексов не свойственно [123].

В составе плутона Верхнеямский (750 км<sup>2</sup>), расположенного в верховьях р. Яма, породы дукчинского комплекса занимают около 600 км<sup>2</sup>. В южной части распространены более древние гранодиориты и граниты магаданского комплекса. Массив имеет сложную, в целом изометричную форму, контакты его извилистые. В южной части от массива отходят крупные дайкообразные ответвления, ориентированные близшироотно. Контакты падают под разными углами (от 10 до 80°) в сторону вмещающих пород, иногда отмечается и близвертикальное их залегание [54]. Многочисленны крупные и мелкие останцы ороговикованных осадочных пород триаса и меловых вулканогенных образований.

Дукчинский комплекс, по данным В. Е. Литвинова [54] и Н. Н. Лавровича [163], представлен в основном умереннощелочными лейкогранитами. Породы розовые, светло-серые или розовато-серые, от средне- до крупнозернистых, реже мелкозернистые, в краевых частях массива часто отмечаются порфиroidная структура и миароловая текстура. Состав гранитоидов (%): плагиоклаз № 18–22, до альбита (4–19), калишпат (38–66), кварц (25–39), зеленая или сине-зеленая, реже густоокрашенная синяя роговая обманка (от единичных зерен до 5%), биотит (1–5), акцессорные минералы (до первых %) представлены апатитом, цирконом, ортитом, магнетитом. Синяя роговая обманка по оптическим свойствам и химическому составу определена как натровый ферригастингсит [54]. Не исключено и наличие щелочной роговой обманки, т. к. для части пород отмечается высокий (более 1) коэффициент агапайности. Структура пород гипидиоморфнозернистая, нередко порфиroidная, на отдельных участках графическая. Вторичные изменения — альбитизация и серицитизация плагиоклаза, пелитизация калишпата, хлоритизация темноцветных.

В восточной части массива наблюдаются биотитовые разности лейкогранитов, в них темноцветный минерал представлен буровато-зеленым биотитом (около 2%) [54].

Умереннощелочные граниты в подчиненном количестве отмечаются в южной части плутона. Породы отличаются от лейкогранитов повышенным содержанием темноцветных (до 10%). Соотношения гранитов с породами главной фазы не установлены, возможно фациальные.

Биотит-роговообманковые гранодиориты в виде крупных (до 7 км<sup>2</sup>) ксенолитов закартированы в северо-восточной части массива на правобережье руч. Осадочный. Н. Н. Лавровичем [163] породы отнесены к магаданскому комплексу, однако по данным химического анализа гранодиориты содержат повышенное количество щелочей, близки по составу к граносиенитам, поэтому, вероятнее всего, принадлежат к одной из ранних фаз дукчинского комплекса.

В качестве самой молодой фазы массива выделены [163] умереннощелочные лейкограниты аплитовидные и пегматоидные, которые слагают

небольшие крутозалегающие тела протяженностью до первых километров и мощностью до сотен метров. Соотношения с гранитами главной фазы рвушие. Гранитоиды светло-розовые, неравномернозернистые, крупно- и гигантозернистые, нередко с пегматитовой структурой, на отдельных участках аплитовидные. По минеральному составу они аналогичны породам главной фазы, отличаются еще большей лейкократовостью.

Жильная серия комплекса представлена маломощными и непротяженными телами пегматитов.

Гранитоиды массива прорывают осадочные отложения триаса и юры, меловые вулканиты нанкалинской, нараулийской, хольчанской и ольской свит, на юге массива — гранитоиды магаданского комплекса. Ширина зоны контактово метаморфизованных в условиях мусковит-роговиковой фации пород достигает сотен метров. В вулканогенных образованиях экзоконтактов массива иногда отмечаются зоны грейзенизации [163].

В составе массива Туманский умереннощелочные лейкограниты, редко более основные породы комплекса распространены в северной и южной частях, общая площадь их выходов составляет 550 км<sup>2</sup>.

В северной части гранодиориты слагают небольшие штоки-сателлиты — Людмило-Кананыгинский, Хэлский, реже встречаются среди гранитов плутона. По данным А. Д. Силянского [82] и А. Э. Ливача [169], гранодиориты — серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые породы, частью порфиroidные; состоят (%) из олигоклаза—андезина (50—55), калишпата (16—25), кварца (15—23), темноцветных (7—12) — роговой обманки, биотита, реже клинопироксена, акцессорных (1—1,5%), представленных ортитом, апатитом, цирконом, сфеном, монацитом, ксенотимом. Структура гипидиоморфнозернистая. Вторичные — хлорит, серицит, соссюрит, эпидот, карбонат. Породы выделяются пониженным для умереннокислых пород содержанием темноцветных. Гранодиориты прорваны лейкогранитами главной фазы.

Граниты дукчинского комплекса по объему несколько превышают умереннокислые породы, распространены в северо-восточной оконечности плутона. По облику они близки к гранодиоритам, содержат больше калишпата и кварца. Соотношения с гранодиоритами не определены, а умереннощелочные лейкограниты главной фазы их прорывают [169].

В северной части массива главная фаза, по данным А. Э. Ливача [169], представлена умереннощелочными лейкогранитами — светло-серыми с розоватым оттенком породами от мелко- до крупнозернистых, состоящими (%) из олигоклаза, олигоклаза—андезина № 24—34 (12—24), микроклина (36—56), кварца (30—34), биотита (до 6), редких зерен роговой обманки. Акцессорные (0,5—1,2) — ортит, циркон, апатит, рудный. Структура гипидиоморфнозернистая, в мелкозернистых разностях порфиroidная. Порфиroidные выделения полевых шпатов составляют 20—25% от объема породы. Вторичные — серицит, соссюрит, хлорит, флюорит, эпидот, актинолит.

Как и в массиве Верхнеямский, описаны небольшие тела, прорывающие гранитоиды главной фазы. Здесь они представлены аляскитами — светло-серыми с розоватым оттенком породами, иногда порфиroidными.

Плагиоклаз № 28–30 содержится в количестве, не превышающем 5–10%, содержание биотита 1–2%, остальное составляют калишпат и кварц. Структура графическая, пегматитовая. В порфиroidных разновидностях выделения представлены кварцем и калишпатом.

В южной части плутона, на левобережье р. Угулан распространены преимущественно мелкозернистые, реже среднезернистые биотитовые разновидности умереннощелочных лейкогранитов. Характерна графическая структура пород, отмечается также и аллотриоморфнозернистая [85].

Жильные производные в составе массива — аплиты.

Щелочные лейкограниты слагают небольшие штоки — Сухой, Вернебуйондинский и другие тела в верховьях рек Буйонда, Яма, Нявленга.

Шток Сухой (18 км<sup>2</sup>) в истоках р. Нявленга удлиненной формы, представляет собой выход более крупного трещинного плутона, который на поверхности фиксируется ореолом ороговикованных вулканогенных и осадочных пород, протягивающимся на 25 км в северо-восточном направлении. Щелочные лейкограниты, по данным Ю. Г. Кобылянского [41], — розовато-серые мелкозернистые порфиroidные породы; состоят (%) из альбита (5–15), калишпата (50–70) кварца (35–40), эгирина и рибекита (в сумме обычно не превышают 3–5, изредка достигают 10). Акцессорные — рудный, циркон. Структура порфиroidная, графическая.

Средние породы комплекса — кварцевые монцониты слагают северную часть штока Левобуйондинский, а также встречаются в виде небольших, не превышающих первых км<sup>2</sup>, тел в юго-восточной части площади на участках распространения дукчинского комплекса. По данным П. Н. Анорова [123], кварцевые монцониты — серые, иногда со слабым розоватым оттенком, среднезернистые, часто порфиroidные породы; состоят (%) из плагиоклаза № 35–40 (в среднем по шести шлифам — 46,0), калишпата (21,7), кварца (8,9), клинопироксена (1,8), ортопироксена (0,8), амфибола (11,9), биотита (6,7), акцессорных (2,2) — апатита, сфена, рудного. Структура гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, оксиофитовая, микрографическая, пойкилитовая, коррозийная.

Граносиениты слагают большую часть массива Сфинкс, реже отмечаются в более мелких телах, а также в незначительных количествах присутствуют в составе более крупных плутонов. Породы отличаются от гранодиоритов заметным уменьшением количества плагиоклаза и увеличением калишпата. Граносиениты — розовато-серые мелко- или среднезернистые, порфиroidные; состоят (%) из рекуррентнозонального плагиоклаза № 55–20 (в среднем по 14 шлифам — 23,2), калишпата (48,1), кварца (19,3), коричнево-красного амфибола (4,8), биотита (2,1), акцессорных (1,6). Изредка отмечаются единичные зерна оливина, и в виде реликтов в амфиболе — клинопироксена. Структура микропегматитовая, гипидиоморфнозернистая, участками аллотриоморфнозернистая. Вторичные — серицит, хлорит, эпидот [123].

Гранитоиды дукчинского комплекса прорывают меловые вулканыты ОЧВП до ольской свиты включительно, а также позднемеловые интрузивные образования конгалинского, магаданского и светлинского

комплексов, в свою очередь прорваны дайками базальтоидов поздне-мелового мыгдыкитского вулканического комплекса [123, 163]. Многочисленные K-Ar датировки гранитоидов (рис. 15) поздне-меловые, небольшая их часть соответствует палеогену. Имеющиеся три Rb-Sr изохронные даты составляют для пород массива Неорчанский  $70 \pm 2$  и  $80 \pm 2$  млн лет, для умереннощелочных гранитоидов Нявленгинского плутона —  $113 \pm 9$  млн лет. [157]. В. В. Акининым [4] в Открытой лаборатории Стэнфордского университета и Геологической службы США U-Pb методом по циркону определен возраст гранитоидов дукчинского комплекса массива Неорчанский, который составил  $86,7 \pm 1,4$  млн лет. По приведенным выше данным возраст комплекса однозначно определяется как поздне-меловой.

Исходя из соотношений дукчинского плутонического и ольского вулканического комплексов, а также близости их состава возможно объединение вышеназванных комплексов в вулcano-плутоническую ассоциацию. Комагматичность этих комплексов отмечена и Н. Н. Лавровичем [163].

С гранитоидами дукчинского комплекса ассоциируют месторождения и проявления золота, серебра, олова, свинца, цинка.

**Сугойский гипабиссальный комплекс малых интрузий габбро-долеритовый** ( $K_2sg$ ) распространен в северной части Балыгычано-Сугойского прогиба (Омсукчанская СФО (2)). Представлен малыми штоками, дайкообразными телами, иногда дайками г а б б р о (v), долеритов, гораздо реже в составе комплекса отмечаются диориты и кварцевые диориты, в том числе и умереннощелочные их эквиваленты — монцодиориты и кварцевые монцониты. Интрузии прорывают вулканогенные и осадочные образования нижнего мела и кислые вулканы надеждинской свиты поздне-мелового возраста. Дайкообразные тела и дайки круто- и пологопадающие, имеют близмеридиональную или северо-западную, редко северо-восточную ориентировку. Пологие тела и дайки падают на запад или юго-запад под углами  $15-20^\circ$ . Сугойский комплекс относится к габбро-долеритовой (габбро-диабазовой) формации [56].

Район распространения малых тел сугойского комплекса отличается относительно повышенными значениями (до 10 мГал), на глубине возможно возрастание количества тел. Выходы тел на поверхность сопровождаются положительными, иногда интенсивными (до 500–1000 нТл) магнитными аномалиями.

Наиболее крупный интрузив комплекса — Правонягаинский расположен в междуречье Прав. Нягаин–Волна, протягивается на 12 км в меридиональном направлении. Массив представляет собой систему сближенных крутозалегающих и полого падающих на запад дайкообразных тел шириной до 1,8 км при общей ширине выхода сложного интрузива 5 км. Интрузив, по данным К. Л. Львова [55], сложен габбро, в приконтактных частях изредка диоритами, а также монцодиоритами. Характерны значительные колебания состава, структуры и текстуры пород.

Остальные интрузии комплекса значительно меньше по размерам. Ширина дайкообразных тел достигает 1 км при длине до 5 км, площадь малых штоков не превышает 6 км<sup>2</sup>.



Наиболее распространенные породы габбро и долериты — мелко- или среднезернистые, имеют зеленовато-серый цвет, в центральных частях интрузивных тел состоят из плагиоклаза № 70–83 (55–60%), пироксенов (30–35%) при значительном преобладании моноклинного над ромбическим, роговой обманки (10–15%), аксессуарных — ильменита, реже магнетита, редких зерен апатита. Структура габбровая, в долеритах — офитовая или пойкилоофитовая. Вторичные минералы — хлорит, серицит, актинолит, карбонат. В краевых частях тел отмечаются порфиридные мелкозернистые разновидности габбро, иногда содержащие кварц (до 5%). Здесь же наблюдаются и диориты, отличающиеся пониженным содержанием темноцветных (25–30%) и более кислым (до № 37–38) плагиоклазом [55]. В некоторых малых телах встречаются и кварцевые диориты, содержащие до 10% кварца. Соотношения между разновидностями пород не установлены, К. Л. Львовым [55] предполагаются фациальные переходы между основными породами и диоритами. Среди даек и других малых тел отмечаются долериты с титанавитом [44], что указывает на повышенную щелочность таких разновидностей.

По химическому составу (табл. 7) породы относятся к нормальному ряду с натриевым типом щелочности и к умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом. На диаграмме Л. С. Бородина (рис. 16) выявляется большой разброс значений, в связи с чем малые интрузии не увязываются с каким-либо вулканическим комплексом.

Породы сугойского комплекса прорывают вулканиты надеждинской свиты позднемелового возраста. Имеющаяся одна К-Аг датировка долеритов из штока на левобережье р. Нягаин — 88 млн лет [44] указывает на такой же возраст интрузий.

Полезных ископаемых, связанных с проявлениями комплекса, на территории не установлено.

**Прибрежный гипабиссальный комплекс малых интрузий габбро-диоритовый** ( $K_2pr$ ) распространен в южной части площади, в пределах Охотско-Чукотской СФО (3). Малые тела комплекса прорывают меловые вулканиды и плутонические интрузии позднемелового возраста. Лишь отдельные малые тела комплекса выражены слабopоложительными (до 100 нТл) магнитными аномалиями.

Прибрежный комплекс представлен дайками, иногда малыми штоками габбро (v), габбродолеритов и долеритов ( $mv$ ). Среди даек отмечаются габбро-порфириты, диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, а также умереннощелочные породы — трахидолериты, монцогаббро-порфириты, монцодиорит-порфириты. Из семейства лампрофиров описаны спессартиты. Редко встречающиеся штоки не превышают по площади 3 км<sup>2</sup>. Дайки обычно крутопадающие, мощность их — десятки сантиметров–десятки метров, протяженность до первых километров. Характерны группировки даек в свиты шириной до 5 км и протяженностью до 30 км. Ориентировка даек и свит даек широтная на юго-западе и северо-восточная на юго-востоке площади, подчинена главным направлениям разрывных дислокаций. Прибрежный комплекс относится к габбро-долеритовой (габбро-диабазовой) формации [56].

Вмещающие породы около малых тел комплекса слабо изменены на расстояние не более первых метров. Из новообразованных минералов отмечаются серицит, хлорит, эпидот [176].

Габбро, габбро-долериты, долериты и габбро-порфириды — темно-серые породы от мелко- до тонкозернистых, состоят их лабрадора (40–60%), кварца (1–5%), клинопироксена, в подчиненном количестве ортопироксена, в небольших количествах отмечаются роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит, сфен. Структура в соответствующих разновидностях габбровая, офитовая, порфиристая с микрогипидиоморфнозернистой или субофитовой основной массой. Вторичные — соссюрит, серпентин, хлорит [176]. Трахидолериты и монцогаббро-порфириды отличаются наличием в интерстициях калишпата, более кислым составом плагиоклаза (андезином—лабрадором) в основной массе порфиристых пород.

Диорит-порфириды — темно-зеленовато-серые породы; состоят (%) из андезина—лабрадора в порфиристых выделениях и андезина до олигоклаза в основной массе (60–70), кварца (до 7), темноцветных (25–35), представленных преимущественно клинопироксеном и зеленой роговой обманкой, присутствуют бурый биотит (3–5) и единичные зерна ортопироксена. Структура порфиристая, основная масса микрогипидиоморфнозернистая, реже субофитовая. Порфиристые выделения (5–40) представлены плагиоклазом, меньше клинопироксеном и роговой обманкой. Акцессорные — магнетит, ильменит, апатит, сфен. Вторичные — серицит, соссюрит, хлорит, карбонат, эпидот. Монцодиорит-порфириды отличаются наличием калишпата (около 5%). Кварцевые диорит-порфириды характеризуются большим содержанием кварца (7–10%), среди темноцветных ведущая роль принадлежит роговой обманке.

Спессартиты — серые тонкозернистые породы с лампрофировой структурой, состоят из олигоклаза—андезина, ему резко подчинен калишпат, может присутствовать кварц; темноцветные минералы представлены (%) бурой или зеленой роговой обманкой (до 35), авгитом (до 8), биотитом (2–3). Акцессорные — апатит, магнетит, гематит, сфен, циркон, монацит. Характерна относительно сильная степень изменений плагиоклаза. Вторичные минералы — серицит, цеолиты, соссюрит, хлорит [176].

По данным химического анализа (табл. 7) породы прибрежного комплекса относятся к нормальному и умереннощелочному ряду с щелочностью калиево-натриевого, иногда натриевого типа. Как и для пород сугойского комплекса, на диаграмме Л. С. Бородина (рис. 16) выявляется большой разброс значений.

Породы прибрежного комплекса прорывают ранне- и позднемиловые вулканы до ольской свиты включительно, поднемеловые интрузии конгалинского, магаданского, светлинского и дукчинского комплексов. Можно предположить, что часть даек связана с мыгдыкитским вулканическим комплексом, другая часть, залегающая в породах древнее ольской свиты, может быть связана также с улынским вулканическим комплексом и с позднемиловыми интрузивными комплексами — конгалинским, магаданским, светлинским. П. Н. Аноровым [123] лампрофиры выделены в

отдельный комплекс (эрикинский), возраст которого моложе светлинского и древнее дукчинского комплекса. В связи с тем, что нет четкой связи с определенным вулканическим, или интрузивным комплексом, малые интрузии объединены в прибрежный гипабиссальный комплекс поздне-мелового возраста.

Полезных ископаемых, связанных с проявлениями комплекса, на территории не установлено.

## ОБЩАЯ СХЕМА РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА

Слабые проявления палеозойского магматизма на территории отмечаются с девонского времени до начала триаса, фиксируются по наличию туфогенной примеси в осадочных породах. В конце названного периода (поздняя пермь—ранний триас) на Приколымском и Омудевском поднятиях установлен и малоинтенсивный интрузивный базитовый магматизм (чебукулахский комплекс). Вспышка базит-андезитоидного вулканизма в норийском веке, как и значительно более слабые его проявления вплоть до позднеюрского времени, не отражены в интрузивных фациях (можно предполагать, что интрузии этого возраста «затерялись» среди многократно превосходящих по объему более молодых плутонических и гипабиссальных образований).

Одно из основных проявлений магматизма в регионе произошло в поздней юре и связано с орогенными процессами и коллизией структур Индигиро-Колымской и Яно-Колымской складчатых систем. В результате сформирован Главный (Колымский) плутонический пояс. По данным U-Pb датирования пород гранитоиды пояса на изученной территории (басугуньинский, сибердыкский, каньонский, колымский комплексы), возможно и предшествующий гипабиссальный нера-бохапчинский комплекс, сформированы в короткий промежуток времени, не превышающий 5–7 млн лет. Интрузии сибердыкского комплекса, включаемые в состав батолитового пояса, оказались не раннемеловыми, а позднеюрскими (U-Pb дата — 150 млн лет). Раннемеловой негаяхский комплекс, распространенный западнее листа Р-56 и также обычно включаемый в состав батолитового пояса, имеет свойства, типичные для анорогенных (внутриплитных) образований [211], что указывает на то, что к началу раннего мела или в его начале коллизия уже завершилась.

Для пяти позднеюрских комплексов U-Pb датировки мало различаются. Принимая во внимание соотношения пород, можно говорить о достоверном относительно более раннем возрасте нера-бохапчинского комплекса. Басугуньинский, сибердыкский и каньонский комплексы вероятнее всего одновозрастные, а особенности состава обусловлены структурными обстановками, характером вмещающих пород и общей поперечной зональностью коллизийного пояса батолитов. В северо-восточной части пояса породы относительно более калиевые (каньонский, басугуньинский комплексы), а в юго-западной более натровые (сибердыкский и часть басугуньинского комплекса, приуроченная к Аян-

Юрхскому антиклинорию). Биотитовые высокоглиноземистые граниты колымского комплекса скорее всего завершили формирование пояса батолитов. Только для пород этого комплекса характерны все минералогические признаки, свойственные гранитам S-типа: наличие биотита, высокоглиноземистых минералов, ильменита, монацита, отсутствие роговой обманки, сфена, ортита.

В краевых частях Индигиро-Колымской складчатой системы синхронно с внедрением интрузий проявился разнообразный — от основного до кислого вулканизм Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (веринская и илиньтасская свиты), завершившийся в начале раннего мела (вулканическая группа комплексов Немичанской гряды). В рассматриваемый промежуток времени произошло формирование месторождений и проявлений, генетически связанных с коллизионными гранитоидами: золота, олова, кобальта, серебра, свинца, цинка, вольфрама, висмута, железа, сурьмы и ртути.

На южной окраине территории в позднеюрское—раннемеловое время магматические процессы связаны с формированием Удско-Мургальского окраинно-континентального пояса, в это время образуются значительные по объему андезит-базальтовые и андезитовые толщи. Интрузивный магматизм этого этапа проявлен слабо, в Удско-Мургальском поясе на территории листа они пока не известны. В Балыгычано-Сугойском прогибе, на Приколымском поднятии и прилегающей к нему части Сугойского синклинория сформированы малые интрузии повышенной щелочности мандычанского и горбатовского комплексов.

Следующий этап магматической деятельности связан с началом формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, когда происходило излияние лав в основном среднего состава. В первой половине позднего мела вулканизм ОЧВП становится более контрастным, происходит формирование как андезитовых, так и риодацитовых, риолитовых толщ. В этот же период произошло внедрение большей части интрузий рассматриваемой территории (быстринский, конгалинский, омсукчанский, магаданский, светлинский, дукчинский комплексы), часть из которых связывается с вероятными субдукционными процессами. В это время были сформированы месторождения и проявления полезных ископаемых, имеющие наибольшую промышленную ценность: золота и серебра, олова, свинца, цинка, меди, молибдена, кобальта, железа.

В кампанский век вулканическая деятельность в ОЧВП закончилось излиянием базальтовых—трахибазальтовых лав. В перивулканической зоне участками проявлен контрастный трахибазальт—трахириолитовый вулканизм с золото-серебряным оруденением (печальнинский комплекс). Интрузивный магматизм района завершился формированием гипабиссальных комплексов малых интрузий (сугойского и прибрежного).

В послекампанское время магматическая деятельность незначительно проявилась только в миоцене. В результате внутриплитного вулканизма образованы небольшие объемы щелочных базальтов и ультраосновных фойдитов (аликский комплекс).

---

---

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На изученной территории в различной степени распространены образования регионального, контактово-регионального, контактового метаморфизма, выделяются динамометаморфические, а также метасоматические образования (рис. 17).

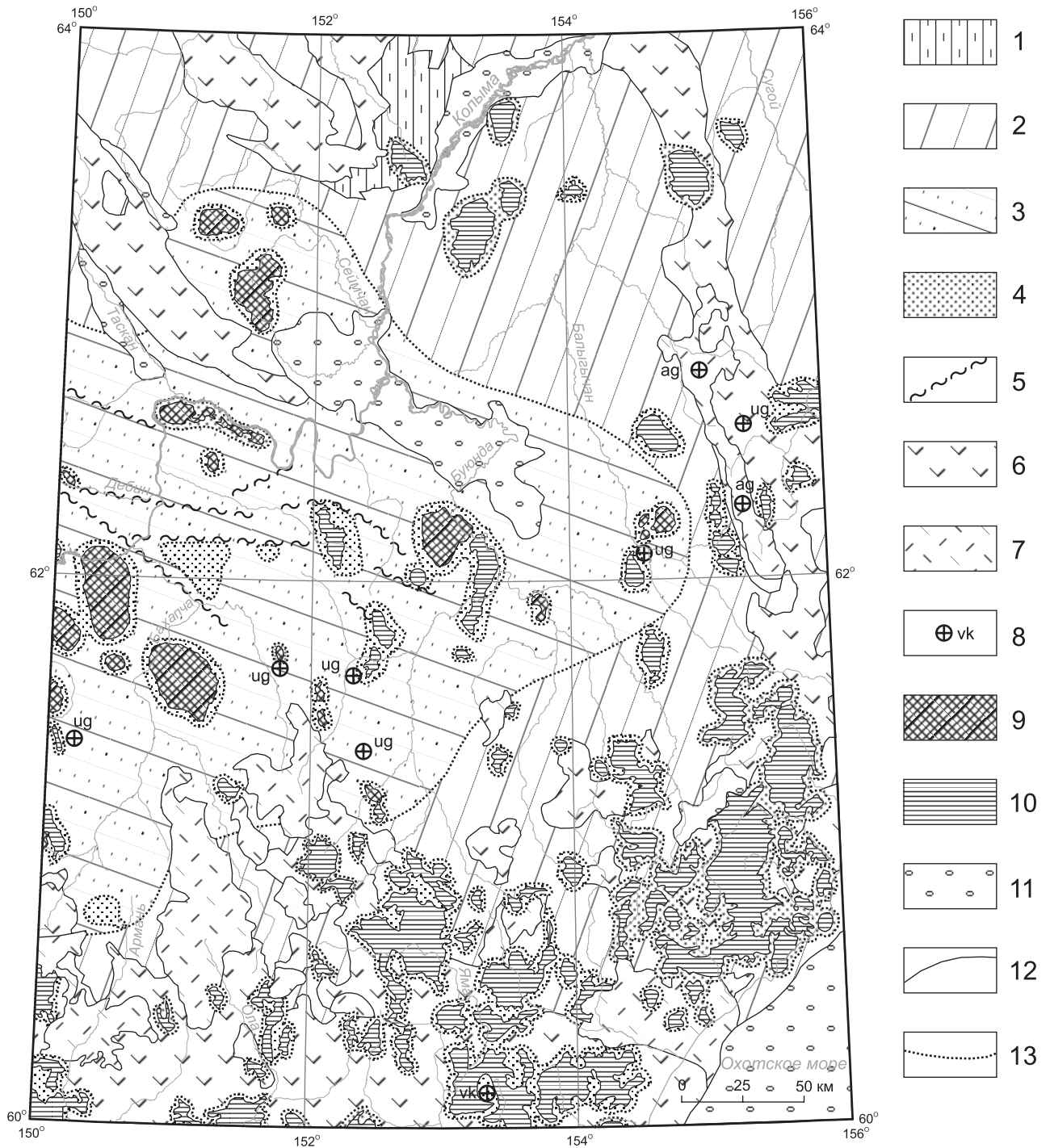
### РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На севере территории, на участке выхода средне-верхнерифейских отложений распространены метаморфические образования, объединенные В. А. Шишкиным [111] в метаморфический комплекс Приколымского поднятия. Он представлен южной частью линейной зоны, протягивающейся в близмеридиональном направлении на 400 км. В целом породам комплекса свойственна низкая степень метаморфизма, отвечающая биотит-хлоритовой и эпидот-мусковит-хлоритовой субфациям фации зеленых сланцев, усиливающаяся местами до низкотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации. Несмотря на преобладание пород низкой ступени метаморфизма описываемый комплекс хорошо обособляется на региональном фоне более слабо измененных пород венда и палеозоя.

По данным В. А. Шишкина [111], степень изменений неравномерная. Самый высокий уровень характерен для западной части, где максимальные изменения отмечаются в отдельных зонах шириной до 1–3 км. К востоку общий уровень метаморфизма постепенно снижается.

Метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации проявлен в узких (не превышающих первых метров по мощности) зонах повышенной тектонической нарушенности. В этих зонах в метапелитах фиксируются гранатсодержащие ассоциации, спорадически содержащие дистен. Приуроченные к этим участкам metabазиты содержат сине-зеленую роговую обманку и гранат. Минеральная ассоциация по кварц-полевошпатовым песчаникам, преобразованным в кварцитовые сланцы: кварц + микроклин + мусковит ± биотит ± альбит ± цоизит. В известковистых металаевропелитах образована следующая ассоциация: роговая обманка + цоизит + кварц + альбит ± биотит ± кальцит.

На площади развития зеленосланцевой фации метаморфизма распространены разнообразные сланцы по пелитовым породам: кварц-



**Рис. 17. Схема метаморфических и метасоматических образований.**

1–2 — площади развития зеленосланцевой фации регионального метаморфизма: 1 — с локальными проявлениями эпидот-амфиболитовой фации, 2 — низкотемпературной (серицит-хлоритовой зоны); 3 — контактово-региональные метаморфические образования фации зеленых сланцев; 4 — контактовые роговики и ороговикованные породы; 5 — линейные зоны динамометаморфизма; 6 — регионально пропилитизированные вулканогенные образования поздней юры, раннего мела и сеномана; 7 — локально пропилитизированные вулканы туронского и более молодого возраста; 8 — участки развития вторичных кварцитов (vk), аргиллизитов (ag), проявлений углеродистого метасоматоза (ug); 9–10 — интрузивные тела: 9 — позднеюрского, 10 — ранне-позднемелового и позднемелового возраста; 11 — рыхлые кайнозойские оложения; 12–13 — границы: 12 — между геологическими образованиями разного возраста, 13 — между видами метаморфических образований.

хлорит-биотит-эпидотовые с порфиробластами альбита; двуслюдяные; актинолитовые с биотитом; углисто-графит-хлоритоидные. Встречаются кварциты и другие метаморфические породы. Минеральные ассоциации пород отвечают средне- и высокотемпературным частям зеленосланцевой фации. Отклонения от общего уровня метаморфизма проявляются в понижении до низкотемпературной части зеленосланцевой фации. Такие породы, как филлиты, алеврито-глинистые сланцы, кварцито-песчаники изредка встречаются в виде «окон» среди более метаморфизованных пород.

Довендский возраст метаморфизма определяется несогласным залеганием слабометаморфизованных отложений венда на метаморфизованных рифейских и косвенно подтверждается К-Аг возрастом биотита из биотитовых сланцев — 650–694 млн лет [97].

Регионально-метаморфические образования, развитые по осадочным отложениям вендского, палеозойского и мезозойского возраста, до ранней половины позднеюрского включительно, слабо выражены, распространены за пределами зон влияния крупных интрузий позднеюрского возраста (рис. 17). Они представлены продуктами зеленосланцевой фации метаморфизма низкой ступени, диагностируемой только при изучении глинистых пород в шлифах.

По данным М. П. Крутоус [160], породы относятся к хлорит-серицитовой зоне. Минеральный состав новообразований довольно однообразен. Глинистый цемент в различной степени кливажированных пород замещен серицитом и хлоритом, которые обычно приспособляются к направлениям сланцеватости. Характерно отсутствие регрессивных изменений.

Зеленосланцевый метаморфизм связан с глубинными тепловыми потоками коллизионного этапа (поздняя юра), приведшими, в конечном счете, к магмообразованию.

## **КОНТАКТОВО-РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

В отличие от позднеюрского регионального метаморфизма, для контактово-регионального устанавливается отчетливая пространственная связь с позднеюрскими магматическими образованиями. Здесь выделяются более высокотемпературные ступени зеленосланцевого метаморфизма, представленные зонами бурого биотита и стильпномелановой [43, 143, 182]. Породы визуально выглядят как неизменные, и выделение зон метаморфизма возможно только при микроскопическом изучении глинистых пород, которые наиболее «чутко» реагируют на изменения температуры и давления.

Зона бурого биотита занимает около половины площади распространения контактово-региональных образований, пространственно тяготеет к выходам позднеюрских интрузий или к надынтрузивным зонам невоскрытых плутонов за пределами участков слабого ороговикования.

Зона выделяется по наличию в осадочных породах бластического биотита, содержание которого составляет от единичных зерен до первых процентов. Биотит бурый, редко зеленовато-бурый и зеленый, отличается от контактового биотита отсутствием красного оттенка, высокой железистостью:  $100 \times (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}) / (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO})$  составляет 56–58% [182]. Биотит развивается вдоль трещин кливажа, у краев псаммитовых зерен, облекая их, замещает пелитовый цемент. В регрессивную стадию замещается хлоритом, иногда светлой слюдой [143]. Биотит в осадочных породах распространен независимо от степени динамометаморфических преобразований.

В пределах зоны бурого биотита выделяются локальные участки пятнистых сланцев, в которых может присутствовать и красновато-бурый мелкочешуйчатый биотит. В таких сланцах на фоне основной ткани выделяются изометричные или слабо вытянутые по сланцеватости светлые пятна, замещенные серицитом, мусковитом, иногда — карбонатом, или темные пятна, обусловленные концентрацией пелитового материала. По данным М. П. Крутоус [43, 160] и З. А. Палымской [182], эти пятна представляют собой зачаточную кристаллизацию порфиробластов кордиерита(?). Биотит на таких участках характеризуется умеренной железистостью:  $100 \times (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}) / (\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO})$  составляет 50–54% [182].

Для зоны бурого биотита характерна ассоциация вторичных минералов: кварц + мусковит + серицит + хлорит + биотит ± альбит. В регрессивную стадию отмечается образование мусковита, турмалина, редко — топаза (грейзеновый тип изменений), серицита и железистого карбоната (березитовый тип), гидрослюда, монтмориллонита, иногда каолинита (аргиллизитовый тип).

Метаморфические породы стильпноmelановой зоны распространены на большем удалении от интрузий. Стильпноmelан в глинистых породах встречается в виде листочков и табличек размером до 0,1 мм, характеризуется преобладанием зеленых тонов окраски, наличием спайности в двух направлениях. Как и биотит, в регрессивную стадию замещается хлоритом и светлыми слюдами. Кроме наличия стильпноmelана, принадлежность к зеленосланцевой фации подтверждается присутствием слюды модификации 2М [43]. Наиболее распространенная ассоциация вторичных минералов в рассматриваемой зоне: хлорит + серицит + кварц + стильпноmelан ± мусковит. В регрессивную стадию в разной степени проявлена аргиллизация (развитие гидрослюда, иногда — монтмориллонита и редко — каолинита) [143].

По данным химического анализа в глинистых породах стильпноmelановой зоны установлены несколько повышенные содержания  $S_{\text{общ}}$  и  $S_{\text{орг}}$  по сравнению с такими же породами зоны бурого биотита [143].

Позднеюрское время контактово-региональных образований, сформированных вследствие комбинированного действия локального (при внедрении интрузий) и регионального теплопотока, определяется временем внедрения основных интрузивных масс коллизионного этапа.



## КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Контактовый метаморфизм связан непосредственно с внедрением plutonic образований. Мощности зон роговиков и ороговикованных пород зависят главным образом от массы внедренных интрузий и составляют от первых сантиметров у даек до 3—4 км у батолитов (ширина ореола ороговикования зависит от положения контактов и может достигать 10 км и более). Выделяются две фации контактового метаморфизма — амфибол-роговиковая и мусковит-роговиковая.

Метаморфические образования амфибол-роговиковой фации наиболее четко фиксируются в измененных вулканогенных породах. Роговики вышеназванной фации описаны в контактовых ореолах интрузий среднего состава, реже гранодиоритов, иногда гранитов конгалинского, магаданского, светлинского и дукчинского комплексов. Ширина зон, как правило, не превышает 200 м, при пологих контактах достигает 600 м. Характерная минеральная ассоциация в измененных вулканитах среднего—основного состава: роговая обманка + плагиоклаз (олигоклаз—андезин) + кварц + биотит ± калишпат ± клинопироксен ± гранат ± андалузит [176].

Сложнее определяется принадлежность роговиков к амфибол-роговиковой фации в контактовых ореолах гранитоидов, залегающих в осадочных породах. Здесь наряду с обычными минералами для этой фации (андалузит, кордиерит, биотит, плагиоклаз, кварц, калишпат) обычно присутствуют мусковит, серицит, что не позволяет однозначно отнести роговики к амфибол-роговиковой фации. Светлые слюды в ассоциации с кварцем — запрещенная ассоциация для фации [77]. Хотя здесь нельзя исключать образование мусковита и серицита в результате постмагматической гидротермальной деятельности. В некоторых случаях описаны и типичные ассоциации амфибол-роговиковой фации. У контактов гранодиоритов штока Грозовой басугуньинского комплекса в зоне шириной 70 м в роговиках отмечены новообразованные андалузит и биотит без светлых слюд [142]. В надынтрузивной зоне массива Приискатель сибердыкского(?) комплекса в метапелитах описана ассоциация: кварц + кислый плагиоклаз + биотит + роговая обманка + калишпат [143].

Основной объем контактово метаморфизованных пород принадлежит мусковит-роговиковой фации. Здесь возможно выделение субфаций, но обычно контактовые роговики разделяются по степени преобразования исходной породы. Типичная минеральная ассоциация в метабазах: биотит + мусковит + олигоклаз + кварц ± актинолит [176]. Во внутренних частях ореолов в метапелитах распространены: биотит + мусковит + кварц + кордиерит ± андалузит [143]. Во внешних частях ореолов обычны биотит, серицит, хлорит, более редко встречается кордиерит.

## ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Динамометаморфизм наиболее интенсивно проявлен в Иньяли-Дебинском синклинории и его обрамлении в линейных зонах смятия

Правооротуканской, Левооротуканской, Паутовской, Случайнинской и др. Простираение зон динамометаморфизма юго-восточное или близширотное, согласное с простираением складчатых структур. Мощности зон составляют обычно 1–5 км, протяженность от 30 до 130 км. Менее мощные зоны динамометаморфических пород отмечаются также вдоль разломов и на остальной площади.

В целом для зон динамометаморфизма (смятия) характерно крутое, часто близвертикальное и вертикальное залегание осадочных пород, интенсивный кливаж глинистых и алевроито-глинистых пород (вплоть до образования филлитов, филлонитов), сульфидизация, наличие жил и прожилков кварца, зон прожилкового окварцевания. В поперечном сечении строение зон смятия сложное. Среди интенсивно кливажированных и преобразованных в филлиты осадочных пород отмечаются блоки слабо кливажированных пород. Наряду с преобладающими близвертикально залегающими осадочными породами наблюдаются участки с пологим залеганием, участки развития мелкоамплитудной (до первых метров) складчатости, а также сложной дисгармоничной складчатости [143]. Характерный элемент рассматриваемых образований — зонки милонитизации, выполненные рыхлыми «сажистыми» милонитами. Мощности таких зон от первых сантиметров до первых метров, простираение преимущественно согласное с общим простираением зон динамометаморфизма. Границы зон смятия с обычными кливажированными в разной степени осадочными породами нерезкие.

Наиболее сильно преобразованные породы динамометаморфических зон — филлиты и филлониты — блестящие листоватые и тонколистоватые, нередко гофрированные с гранолепидобластовой, лепидогранобластовой, бластоалевропелитовой структурами, характерны сланцеватая, плейчатая, очковая текстуры. Новообразования представлены светлыми слюдами (мусковитом, серицитом), хлоритом, кварцем, немного углеродистого вещества, лейкоксена, альбита, отмечаются скопления тонкого игольчатого рутила. Для филлонитов характерны удлиненные «очки» кварца, ориентированные согласно сланцеватости. Реже в «очках» отмечается хлорит с небольшим количеством кварца и бесцветной слюды. На первичные минеральные ассоциации филлитов и филлонитов наложены минералы более поздних метаморфических и метасоматических процессов. Постоянно отмечаются биотит или стильпномелан — минералы контактово-регионального метаморфизма, которые наблюдаются и в слабо кливажированных породах; кроме того, в некоторых случаях отмечена приуроченность их не к главным плоскостям сланцеватости, а к трещинам секущего более молодого и более слабого кливажа [143].

Метасоматические преобразования пород, наблюдаемые в пределах зон динамометаморфизма, связаны как с регрессивной стадией контактово-регионального метаморфизма, так и с последующими гидротермальными преобразованиями, локализованными в пределах зон благодаря их высокой проницаемости. Характерен березитовый тип изменений. Новообразованные минералы представлены кварцем, мусковитом, железистым карбонатом, альбитом, пиритом. Отмечается также аргиллизация,

выраженная в развитии гидрослюды, монтмориллонита, редко — каолинита, а также грейзенизация (мусковит, турмалин). Сульфидная минерализация представлена преимущественно кубическим пиритом, значительно реже отмечается пирротин. Содержание сульфидов составляет около 1%, участками повышается до 3%, в отдельных прослоях достигает десятков процентов. Ореолы сульфидизации обычно не ограничиваются контурами зон смятия, а распространяются и во вмещающих породах, в том числе слабо кливажированных.

Содержание элементов-примесей в динамометаморфизованных породах зависит не от степени метаморфического изменения, а от характера вторичных преобразований. В метапелитах Случайнинской зоны выявлены повышенные концентрации As, Sc, Y, Yb, в Правооротуканской — Ag, в Паутовской — Mn и Au [143].

Динамометаморфические образования формировались длительно, но большей частью до внедрения крупных гранитоидных масс, одновременно с основными складчатыми деформациями. Об этом свидетельствует потеря сланцеватости и ороговикование филлитов в контактовых ореолах массивов басугуньинского комплекса [143]. Соотношения даек нерабохапчинского комплекса с динамометаморфическими зонами сложные. В этих зонах отмечаются дайки, как не затронутые тектоническими преобразованиями, так и рассланцованные, катаклазированные. Наиболее поздние образования зон — это рыхлые (сажистые) милониты, они представляют собой продукт хрупких тектонических преобразований.

Полезных ископаемых, генетически связанных с зонами динамометаморфизма, не установлено, однако зоны смятия в силу их высокой проницаемости — важный фактор, влияющий на локализацию золото-кварцевого оруденения.

## МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Контактово-метасоматические образования — скарны и скарнированные породы распространены в контактовых ореолах как позднерусских, так и позднемеловых интрузий, развиты по карбонатным или карбонатсодержащим вмещающим породам, иногда отмечаются в эндоконтактах.

Минеральный состав скарнов и скарнированных пород разнообразный. В контактовом ореоле массива Большой Каньон каньонского комплекса описаны пироксеновые, гранат-пироксен-амфиболовые, цоизит-эпидот-пироксеновые, аксинитовые, волластонитовые скарны [187]. В ореоле массива Верхнеоротуканский омукучанского комплекса зафиксированы диопсид-битовнитовые со сфеном, эпидот-карбонат-кварц-пироксеновые, амфибол-клинопироксен-кальцитовые скарны, иногда содержащие интенсивную сульфидную и магнетитовую минерализацию [143].

Со скарнами связаны месторождения и проявления железа, свинца, цинка.

Грейзены и грейзенизированные породы распространены более широко, встречаются в гранитоидах, реже во вмещающих их породах

многих комплексов как позднеюрских, так и позднемеловых. Выделяются площадные (не превышают 1 км<sup>2</sup>) и линейные зоны грейзенизации.

В полнопроявленных грейзенах типоморфные минералы — кварц, мусковит, альбит, в переменных количествах могут присутствовать микроклин, топаз, турмалин. В некоторых разновидностях отмечаются гидрослюда и другие глинистые минералы, связанные с низкотемпературными стадиями гидротермального процесса. Акцессорные — флюорит, циркон, рутил, гранат, андалузит, рудные. Грейзенизированные гранитоиды и другие породы сохраняют реликтовую структуру пород. Здесь развит мусковит, замещающий биотит и полевые шпаты; плагиоклаз обычно альбитизирован, отмечается вторичный кварц. Из рудных минералов в грейзенах и грейзенизированных породах распространены касситерит, пирит, арсенипирит, вольфрамит, отмечаются магнетит, шеелит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, галенит, пирротин, молибденит [143, 170].

С грейзенами ассоциируют месторождения и проявления олова, молибдена, золота, вольфрама, висмута.

Березиты и березитизированные породы развиты по терригенным, вулканическим и магматическим породам, образуют линейные зоны шириной до 100 м и протяженностью до сотен метров, сопровождаемые жильными образованиями. Макроскопически березиты представлены в различной степени осветленными пиритизированными породами. Новообразования представлены ассоциацией кварца и серицита, характерны пирит и железистый карбонат. Сходные по составу образования развиты и в золотоносных дайках нера-бохапчинского комплекса. В некоторых случаях в рудных зонах золото-редкометалльной формации (проявление Нетчен-Хая) отмечается последовательная смена грейзенизации (мусковит, кварц, микроклин, альбит) более низкотемпературной березитизацией (серицит, карбонат, кварц, сульфиды), которая иногда заканчивается еще более низкотемпературной аргиллизацией (каолин, гидрослюда). Березиты распространены на месторождениях золото-серебряной, золото-редкометалльной и золото-кварцевой формаций.

Аргиллизиты распространены широко, но преимущественно в пределах вулканогенных образований, связаны в основном с позднемеловыми вулканическими комплексами — шороховским и ольским. Метасоматиты представлены площадными слабопроявленными полями и полнопроявленными околотрещинными телами. Протяженность полей аргиллизитов достигает 15 км при ширине до 3 км. Аргиллизиты — осветленные (зеленовато-, буровато-, желтовато- или светло-серые) породы с лепидогранобластовой структурой. Типоморфные минералы — гидрослюда, кварц, монтмориллонит, каолинит, второстепенные — алунит, хлорит, эпидот, карбонат, цеолиты. Количество новообразований составляет 10–30% и более. Из рудных минералов установлены киноварь, антимонит, гематит, пирит, халькопирит [123, 170, 171].

В Балыгычано-Сугойском прогибе описана вертикальная зональность аргиллизитов, развитых по вулканитам шороховской свиты до глубины 320 м [170]. Биотит-серицитовые и биотит-хлоритовые ороговикованные породы в нижней части колонны последовательно сменяются хлорит- и

серицит-монтмориллонитовыми в средней части и серицит-гидрослюдистыми, гидрослюдисто-кварцевыми — в верхней.

В Балыгычано-Сугойском прогибе в зонах аргиллизитов в повышенных содержаниях, по отношению к кларковым, находятся: K, Ag, Pb, Zn, Sn, As, Fe, Cr, В; ниже кларковых — Na, Ca, Mg, Ni, Nb [170].

С полям развития аргиллизитов ассоциируют месторождения и проявления серебра, полиметаллов, олова.

Вторичные кварциты встречаются на участках проявления хольчанского вулканического комплекса на юге территории. Наиболее обширное (около 50 км<sup>2</sup>) зональное поле вторичных кварцитов описано на левобережье р. Яма в Хованьской вулканоструктуре [176]. Вторичные кварциты здесь развиты преимущественно по субвулканическим риолитам, реже по кислым покровным образованиям хольчанской свиты и андезитам нанкалинской толщи. Предполагается связь метасоматоза с вулканическим аппаратом центрального типа. В средней части поля выделяется несколько ядер размером до 0,4 км<sup>2</sup>, сложенных монокварцитами, которые по периферии сменяются метасоматитами пиропиллитовой фации, а во внешней части распространены вторичные кварциты серицитовой фации. К монокварцитам иногда примыкают метасоматиты андалузитовой фации, развитые локально — по андезитам нанкалинской толщи. Породы всех фаций характеризуются белесым цветом, часто отмечаются и бурые оттенки за счет развития гидроокислов железа, образовавшихся при окислении пирита.

Вторичные кварциты монокварцевой фации состоят из токозернистого гранобластового агрегата кварца, примеси серицита, мусковита, иногда пиропиллита, андалузита. Акцессорные — рутил (до 2%), спорадические — гематит, монацит.

Метасоматиты андалузитовой фации имеют гранобластовую, гломеробластовую и лепидогранобластовую структуру; состоят (%) из тонкозернистого агрегата кварца (30–75), андалузита (22–40), серицита и мусковита (1–15), пиропиллита (0–15), гематита (до 10).

Вторичные кварциты пиропиллитовой фации более сложны по составу. Они состоят (%) из переменного количества кварца (0–50), пиропиллита (15–45), серицита и мусковита (0–40), корунда (1–30) и криптозернистого агрегата (до 60), представленного смесью пиропиллита, диаспора, флоренсита, топаза, корунда, кварца. Рудные — рутил (до 5%), пирит (до 1%), гидроокислы железа (вероятно большей частью по пириту). Среди пород фации отмечаются биминеральные разновидности, состоящие из равного количества корунда и пиропиллита. По химическому составу (табл. 8) вторичные кварциты пиропиллитовой фации мало отличаются от пород андалузитовой фации, что обусловлено их близким положением в ряду метасоматической зональности.

Метасоматиты серицитовой фации имеют лепидогранобластовую структуру; состоят (%) из серицита с подчиненным количеством мусковита или гидрослюды (10–40), кварца (5–15), андалузита (0–15), корунда (0–5) и криптозернистого агрегата (до 60), сложенного серицитом и кварцем с примесью корунда, алунита, флоренсита. Рудные (%) — гематит (до 10),

Химический состав вторичных кварцитов Хованьской вулканоструктуры

№ п.п.	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	11	96,25	0,91	0,91	0,26	0,43	He обн.	He обн.	0,01	0,03	0,11	0,02	0,25	99,17
2	3	68,25	1,30	23,67	3,41	0,51	He обн.	0,20	0,17	0,27	0,21	0,15	0,80	98,92
3	16	68,40	1,46	23,22	0,71	0,24	He обн.	He обн.	0,06	0,11	0,11	0,31	4,68	99,31
4	3	66,45	1,00	16,90	4,71	0,38	He обн.	He обн.	0,05	0,37	1,76	0,20	7,34	99,17
5	3	70,11	0,39	14,68	1,51	1,77	0,08	1,20	1,98	3,32	3,95	0,06	0,47	99,53

1–4 — вторичные кварциты фаши: 1 — монокварцевой, 2 — андалузитовой, 3 — пирофиллитовой, 4 — серицитовой; 5 — слабо измененные субвулканические риодациты хольчанского комплекса; 1–5 по [176].

рутил (до 5), гидроокислы железа по пириту (до 5).

С вторичными кварцитами ассоциируют проявления молибдена, урана, тория, титана. Некоторые разновидности метасоматитов могут использоваться в качестве высокоглиноземистого, в том числе и абразивного сырья.

Пропилитизация на изученной территории носит площадной, региональный характер. Пропилитизации подвергнуты вулканогенные образования юрского, ранне-мелового и поздне-мелового возраста. Среди поздне-меловых образований более сильно изменены вулканы сеномана. Туронские и более молодые вулканы преобразованы в целом значительно слабее, отмечаются поля и кайнотипных пород, а пропиловитовые изменения разной степени проявлены локально, преимущественно по основным и средним породам в пределах рудных полей, а также на участках развития поздне-меловых интрузий.

Выделяются высокотемпературные, среднетемпературные и низкотемпературные пропилиты и пропилитизированные породы. Среднетемпературные отделяются от низкотемпературных по появлению эпидота, а высокотемпературные содержат актинолит. Собственно пропилиты распространены в локальных зонах; для региональной пропиловитизации характерны относительно более слабые изменения.

Высокотемпературные пропилиты характеризуются новообразованиями преимущественно актинолита, эпидота, альбита, в небольшом количестве присутствуют кварц и более низкотемпературные хлорит, серицит, глинистые минералы, цеолиты. Количество новообразований

составляет до 30–50% объема породы, обычно 5–10%. Пропилиты данной фации тяготеют к участкам проявления магматизма и занимают в целом небольшую площадь.

Среднетемпературные пропилиты и пропилитизированные породы распространены более широко, они отмечаются как в пределах рудных полей, так и на обширных площадях в районах интрузивного магматизма. Новообразованные минералы составляют до 30–50% объема и представлены эпидотом, хлоритом, меньшим распространением пользуются кварц, серицит, кальцит, цоизит, пренит, калишпат. В пропилитизированных породах количество новообразований меньше и может составлять первые проценты.

Низкотемпературные пропилиты и пропилитизированные породы имеют наибольшее распространение, развиты на удалении от интрузивных массивов. Вторичные минералы обычно не превышают 20–30% объема и представлены главным образом хлоритом, серицитом, могут присутствовать гидрослюда, альбит, кварц, глинистые минералы.

Проявления углеродистого метасоматоза зафиксированы в зонах меловой тектоно-магматической активизации Хурчан-Оротуканской, Нельгасиг-Кырчанской, в районе скрытого разлома Обинского, а также в Балыгычано-Сугойском прогибе.

Участки углеродистого метасоматоза в средней части Хурчан-Оротуканской зоны ТМА приурочены к позднемеловому кливажу, который ориентирован в близмеридиональном направлении, занимает секущее положение по отношению к слоистости и к более раннему соскладчатому кливажу [51]. Наиболее мощная (13 км) зона кливажированных пород приурочена к западной части зоны ТМА. Трещины кливажа распределены неравномерно, часто образуют зонки шириной 0,2–1 мм, выполненные черным углеродистым веществом, которое встречается и в виде вытянутых линз мощностью до 0,6 мм. Отмечаются небольшие участки и интенсивного метасоматоза, в которых исходная порода сохранилась в виде реликтов среди углеродистой массы. На отдельных участках поздний кливаж с углеродистым метасоматозом и соскладчатый кливаж совпадают. У контактов с массивом Гусиный позднемелового конгалинского комплекса трещинки кливажа, выполненные углеродистым веществом, пересекают зерна роговикового кордиерита и скопления биотита. В зоне углеродистого метасоматоза содержание  $C_{орг}$  составляют 1–2,4% на общем фоне 0,3–0,7%.

В южной части Хурчан-Оротуканской зоны ТМА углеродистый метасоматоз зафиксирован в правом борту долины р. Хурчан, в зоне разрывного нарушения меридиональной ориентировки (данные работ по составлению Госгеолкарты-1000/3). Здесь аргиллиты интенсивно дислоцированы, микроплоччатые, прослойки алевролитов будинированы. Углеродистое вещество локализовано в послонных и секущих трещинах, образуя прожилки мощностью 0,1–0,2 мм. Углеродистый метасоматоз на этом участке слабый, химическим анализом установлено небольшое повышение (до 0,96%) содержание органического углерода в породе.

В пределах Нельгасиг-Кырчанской зоны ТМА, по данным работ по составлению Госгеолкарты-1000/3, углеродистый метасоматоз установлен на левобережье р. Балыгычан ниже устья р. Нябол в близмеридиональной зоне интенсивного кливажа и рассланцевания шириной более 300 м. Алевропелитовые породы нябольской свиты здесь преобразованы в филлиты и филлониты с микрогранолепидобластовой структурой и сланцеватой, плейчатой, линзовой текстурой. Участками отмечается тонкая гофрировка за счет развития слабого кливажа, расположенного под углом к основному направлению рассланцевания. Углеродистое вещество концентрируется в полосах, параллельных кливажу, локализовано как в трещинах главного кливажа, так и в трещинах более молодого секущего кливажа. Содержание органического углерода в зоне в среднем 1,26%, максимальное 1,55% при фоновых содержаниях в породах нябольской свиты 0,8–1%.

На западе территории, в районе скрытого разлома Обинский близмеридиональной ориентировки углеродистый метасоматоз проявлен в зонах шириной до 1–2 км [209]. Как и в вышеописанных случаях, углеродистое вещество локализовано в трещинах главного кливажа, и более молодого, секущего. Отмечаются пересечения трещин с углеродистым материалом зерен роговиковых биотита и кордиерита (у контакта с позднеюрскими штоками Бол. и Мал. Чалбыкан). В восточном экзоконтакте массива Победа позднемелового магаданского комплекса углеродистый метасоматоз наложен на грейзенизированные породы. Содержания органического углерода в зонах углеродистого метасоматоза составляют 1–1,9% на фоне 0,5–0,7%.

В рудном поле олово-серебряного проявления Ирэганджа, расположенном на левобережье р. Хета, в измененных породах из зон окварцевания и хлоритизации по субвулканическим риолитам хольчанского комплекса зафиксированы содержания органического углерода 0,2–0,44% на фоне обычных содержаний 0,04–0,14%, что, видимо, также связано с углеродистым метасоматозом.

В Дукатском рудном поле (Балыгычано-Сугойский прогиб), по данным Л. Г. Филимоновой и др. [105], распространены линейные зоны углеродистого метасоматоза с рассеянной многометалльной минерализацией. В мельчайших минеральных агрегатах (< 0,25 мм) присутствуют графит, углеродистое вещество ряда антраксолит–керит, самородные Pb, Sn, Cu, Zn, их сплавы и интерметаллические соединения, сульфиды и другие минералы. В этих агрегатах обнаружены наночастицы муассонита (SiC), образование которого предполагается в результате разложения углеводородных газов при присутствии в качестве катализаторов медьсодержащих сплавов.

Источником углерода при метасоматозе могут являться вмещающие осадочные породы, но не исключена и мантийная его природа. По данным газовой съемки по профилю 2-ДВ зоны меловой тектоно-магматической активизации (Танья-Нурская, Нельгасиг-Кырчанская) выделяются повышенным отношением  $H_2/CH_4$ . Такие участки интерпретируются как зоны глубинных разломов, предполагается мантийный источник газов [94].



С проявлениями углеродистого метасоматоза ассоциируют золото-серебряные месторождения, возможно и олово-серебряные.

Жильные гидротермальные образования широко распространены на территории листа. Представлены кварцевыми, карбонат-кварцевыми, сульфидно-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, турмалин-кварцевыми, флюорит-кварцевыми, касситерит-кварцевыми и другими жилами, прожилками, образующими также и зоны прожилково-жильного окварцевания. Жилы и прожилки залегают как в терригенных породах, так и вулканических и интрузивных. В терригенных породах отмечается концентрация их в зонах смятия и других участках повышенной тектонической нарушенности. Гидротермальные образования связаны с большинством интрузивных и вулканических комплексов. Некоторые из жильных образований несут рудную минерализацию благородных и цветных металлов.

---

---

---

## ТЕКТОНИКА

Территория листа принадлежит к юго-восточной краевой части мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области, большую часть занимают структуры восточного фланга Яно-Колымской складчатой системы, они обрамляются с севера структурами Индигиро-Колымской системы. Юго-восточный край Яно-Колымской системы перекрыт терригенно-вулканогенными образованиями Удско-Мургальского окраинно-континентального и покровами Охотско-Чукотского вулканогенного поясов. В составе Индигиро-Колымской системы выделяются крупные поднятия, в ядрах которых вскрыты толщи нижних структурных ярусов. В пределах Яно-Колымской системы, где распространены толщи верхоянского комплекса, выделяются крупные синклинали (синклинории) и антиклинальные (антиклинории, внутренние поднятия) структуры. В краевых частях территории выделяются фрагменты наложенных впадин и прогибов, выполненных верхнемезозойскими молассовыми формациями. Южная часть территории занята покровами Охотского сектора ОЧВП, представленного здесь в основном Хасынской вулканической дугой. В различных частях территории имеются неотектонические впадины, выполненные кайнозойскими рыхлыми осадками.

По геофизическим данным предполагается, что на южную периферию территории приходится часть области перехода континентальной земной коры к океанической, свойственной акватории Охотского моря и его побережью. Многие особенности строения и эволюции крупнейших структурных элементов обусловлены взаимодействием разнотипных блоков земной коры, положением и состоянием глубинных горизонтов коры.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ\*

Основой суждений о глубинных горизонтах территории являются геофизические данные и, прежде всего, материалы опорного геофизического профиля 2-ДВ (ГСЗ, МОВ-ОГТ, КМПВ, МТЗ), пересекающего южную половину листа в северо-восточном направлении. Распространение выявленных по профилю особенностей глубинного строения, в том

---

\*Данный подраздел, а также схема глубинного строения подготовлены совместно с Л. Л. Фельдманом.

числе рельефа подошвы земной коры, основывается на анализе данных площадных гравиметрических и магнитных съемок. Следует отметить, решение этой задачи весьма осложнено тем обстоятельством, что на значительном протяжении в пределах листа профиль проложен вдоль тектонических и магматогенных структур, контактов крупных геологических тел, определяющих рисунок среднечастотной составляющей гравитационного поля. «Фоновые» характеристики блоков практически отсутствуют. Для экстраполяции данных профиля 2-ДВ на всю территорию по гравимагнитным материалам вычислены различные трансформанты (статистическое, градиентное, корреляционное зондирование, решение обратной задачи в 3D варианте, энергетические и полиномиальные фильтрации, преобразования Саксова–Нигарда). Интересные данные о положении проводящего слоя (предположительно, фронта высокотемпературного метаморфизма по породам, обогащенным органикой) в средней и верхней частях земной коры, полученные И. С. Фельдманом [188] в результате обработки материалов МТЗ в Центре электромагнитных исследований (ЦЭМИ), с помощью трансформант гравитационного поля удалось распространить только на структуры, непосредственно пересеченные профилем.

Наиболее устойчивые корреляционные связи элементов глубинного строения, выявленных по профилю 2-ДВ сейсмическими методами, установлены для средне-низкочастотных составляющих гравитационного поля (среднее, асимметрия, эксцесс), которые получены в результате статистического зондирования. С помощью данных трансформант удалось оконтурить область деструктивного состояния нижней коры–верхней мантии и зоны сквозной проработки земной коры, провести границу континентальной коры и коры переходного типа. Данные о типе и глубине фундамента, отраженные на схеме глубинного строения, в связи с вышеизложенными причинами имеют значительную степень неопределенности.

По материалам опорного геофизического профиля мощность земной коры увеличивается от побережья Охотского моря в глубь материка от 35 до 40–45 км. Граница коры и мантии (поверхность Мохо) на разрезе МОВ-ОГТ отождествляется с подошвой горизонта субпараллельных рефлекторов мощностью от 4–5 до 8–10 км, в целом совпадающего со слоем с граничными скоростями 7,8–8,0 км/с. Этот горизонт предположительно соответствует переходной зоне от мантии к нижней коре, где вещество низов коры могло преобразовываться под воздействием базитовых выделок и потоков флюидов из мантии. Поведение горизонта сейсмических отражений, сопоставляемого с поверхностью Мохо, в разных частях профиля различное.

В начале профиля (0–90 км), непосредственно южнее территории листа поверхность Мохо погружается в северном направлении от 35 до 45 км глубины и осложнена «задирами», наклоненными в противоположную сторону. В сейсмическом разрезе здесь фиксируются два полого (5–10°) наклоненных в северном направлении глубинных раздела, при этом нижний раздел по величине граничных скоростей волн скорее

всего соответствует поверхности Мохо. Существование двух крупных разделов может быть объяснено присутствием зон срывов на границе двух разнородных литосферных блоков, следов былой зоны субдукции, или стадий подъема разуплотненной мантии при эволюции крупного астенолита. В пользу последнего варианта свидетельствуют очень пологий наклон разделов и практически полная сейсмическая гомогенность земной коры, вызванная, вероятно, интенсивной проработкой мантийными процессами.

На юге территории (в интервале 90–170 км) поверхность Мохо сильно деформирована (деструктивное состояние) и по встречным наклонам отражателей образует своего рода синформу, ограниченную с юга и севера зонами круто падающих навстречу друг другу глубинных нарушений, прослеживающихся вверх по крайней мере до подошвы верхней коры. Далее по профилю в рельефе поверхности Мохо наблюдаются в основном пологие волнообразные изгибы шириной до 50–100 км и амплитудой до 5 км, глубина расположения подошвы коры 40–44 км.

На отдельных интервалах по смещению отражающих площадок интерпретируются субвертикальные малоамплитудные разломы, которые пересекают поверхность Мохо и в целом согласуются с проводящими зонами на геоэлектрическом разрезе. Значительные нарушения подошвы земной коры приурочены к зоне разлома Улахан (470 км) и к краевым ограничениям Балыгычано-Сугойского прогиба, под прогибом поверхность Мохо практически прерывается. По ориентировке отражающих площадок на краях этого перерыва интерпретируется воздымание поверхности Мохо, что обычно при формировании рифтогенных структур, к которым достаточно уверенно причисляется и Балыгычано-Сугойский прогиб. Вероятно, вследствие интенсивных преобразований нижняя часть коры на интервале 500–600 км практически «прозрачна». Подобные зоны сквозной проработки с аномальным состоянием вещества почти на всю мощность коры выявляются и южнее примерно на продолжении прогиба. В физических полях такие зоны характеризуются «прозрачностью» сейсмического разреза со сгущением отражающих элементов в верхней части, линейными отрицательными аномалиями гравитационного поля в широком частотном диапазоне, пониженным сопротивлением всего разреза коры с осложнением высокоомной аномалией в верхах. Образование таких ослабленных зон может быть объяснено сдвиговыми и поворотными движениями блоков при конвергентном взаимодействии блоков континентальной и переходной земной коры.

Для анализа поведения поверхности Мохо по всей территории листа использованы данные Ю. С. Шманенко и др. [213], которым при создании геодинамической модели территории по гравиметрическому полю, приведенному к «единым условиям», была отстроена эквивалентная поверхность Мохо. Неоднородности строения зоны перехода нижняя кора–верхняя мантия, выявленные по профилю 2-ДВ, не нашли отражения в модели Ю. С. Шманенко, в связи с чем в нее внесены значительные коррективы. В целом, в рельефе поверхности Мохо в пределах

Яно-Колымской системы вырисовываются волнообразные колебания с амплитудой в 2–5 км, наиболее существенные анти- и синформы подошвы земной коры, ориентированные в широтном и северо-восточном направлении, в районе Балыгычано-Сугойского прогиба развернуты до меридионального простирания. Структуры Индигиро-Колымской складчатой системы в основном очерчиваются изолинией мощности земной коры в 40 км, в акватории залива Шелихова мощность коры уменьшается до 30 км.

По гравимагнитным и сейсмоакустическим характеристикам выделяются два типа земной коры: континентальная земная кора и кора переходного от континентального к океаническому типу. Зона земной коры переходного типа охватывает южную и юго-восточную периферию территории листа, ее мощность здесь укладывается в интервал 30–40 км. Разрез коры довольно однороден, «гранитно-метаморфический» слой не выделяется. Возможно, здесь к поверхности приближен «базальтовый» слой или осадочный слой и его основание насыщены продуктами магматизма среднего–основного состава. В физических полях зона характеризуется градиентным, положительным гравитационным полем и положительным региональным магнитным полем, осложненным среднечастотными аномалиями значительной интенсивности.

Вблизи южной границы территории земная кора переходного типа сменяется более мощной (40–45 км) континентальной, здесь по профилю с различной достоверностью устанавливается «гранитно-метаморфический» слой. Он отличается существенной неоднородностью и прослеживается фрагментарными пакетами отражающих площадок. Поверхность фундамента сильно нарушена, местами «размыта» и может быть предположительно намечена по разрозненным фрагментам на глубине 10–15, иногда 20 км. По куэстовидному соотношению горизонтов, насыщенных отражающими элементами, что наиболее четко выражено в интервале 400–450 км, можно предполагать их смещение (надвигание в восточных румбах) по полого наклоненным поверхностям срыва. На разрезах КМПВ и ГСЗ в интервале 300–340 км на глубине 10–12 км выделяется сегмент пониженных скоростей, который, по-видимому, отвечает относительно опущенному блоку с увеличенной мощностью гранитно-метаморфического слоя (повышенной его гранитизацией?).

На основании данных по профилю 2-ДВ и увязанных с ними трансформант гравитационного и магнитного полей, характеризующих плотностное состояние и намагниченность земной коры на глубинах 10–15 км, обобщенно выделяются блоки кристаллического фундамента с различной глубиной погружения кровли и различного физического состояния.

Большая часть юга территории объединяет блоки пониженной плотности с кровлей фундамента на глубине 6–15 км. На юго-западе по значительному понижению уровня гравитационного поля выделяется область развития гранитизированного фундамента. В ее пределах аномально низким гравитационным полем сложной морфологии четко обособляется Малтано-Ямский блок треугольной в плане формы.

Анализ геолого-геофизических данных и результатов изучения физических свойств пород позволяют объяснить природу обособления блока влиянием позднемелового магматизма. Предполагается также, что понижение гравитационного поля обусловлено и повышенной гранитизацией нижних горизонтов осадочного и верхних частей гранитно-метаморфического слоев [10]. С северо-запада и с северо-востока блок ограничен узкими линеаментными зонами гравитационного поля и его трансформант. Предположительно тектоническая природа и кинематика этих зон характеризуется неоднозначностью и с глубиной меняется. По южной периферии Малтано-Ямского блока с выходом к востоку за его пределы, вдоль границы с переходным типом земной коры прослеживается зона деструктивного состояния нижней коры—верхней мантии. На сейсмическом профиле эта зона отображается областью сгущения хаотически распределенных отражений в интервале глубин 30–60 км, заметной «прозрачностью» сейсмического разреза, разрывом корреляции геоэлектрических границ в нижней и средней частях разреза. В меридиональном направлении через Малтано-Ямский блок, по линеаментам и локальным изометричным аномалиям гравитационного поля, прослеживается линейная зона гранитоидного магматизма, отражающая, по всей вероятности, положение трансформного разлома; фрагменты его прослеживаются и далее к югу за границу территории листа.

Крупный блок земной коры в центральной части территории отвечает Балыгычанскому поднятию с обрамлением; судя по характеру гравитационного поля и сейсмическим материалам, блок весьма неоднороден. Поверхность фундамента интерпретируется на глубине 15–20 км, имеет волнистый характер, местами прослеживается с трудом. Блок рассечен рядом линейных зон гранитоидного магматизма субмеридионального простирания (зон позднемезозойской тектоно-магматической активизации), в гравитационном поле им соответствуют структурированные цепочки отрицательных аномалий, уверенно выделяющиеся минимальными значениями асимметрии поля. В волновом поле МОВ-ОГТ это, как правило, узкие зоны «прозрачности» или весьма сложного распределения отражающих площадок и динамических характеристик. В бассейнах рек Буюнда и Купка выделяются удлиненные в меридиональном направлении зоны, представляющие собой выступы (2–12 км до поверхности) проводящего слоя по данным МТЗ. И. С. Фельдманом (2003 г.) эти зоны интерпретируются в качестве графитизации(?) пород в результате высокотемпературного (500–700 °С) метаморфизма [188]. Во всяком случае происходящие в этих зонах процессы приводят к изменению физических свойств пород, в связи с чем их положение отражается в поле силы тяжести; такие зоны конформны участкам среднечастотной составляющей гравитационного поля.

В северной половине территории листа на основании интерпретации гравимагнитных данных распространены блоки плотного и уплотненного фундамента различной намагниченности и с различной глубиной погружения.

Блоки плотного фундамента с небольшой глубиной погружения в основном соответствуют структурам Индигиро-Колымской системы и Хетагчанскому поднятию. Мощность осадочного слоя здесь предполагается в пределах 5–8 км, кристаллический фундамент, вероятно, насыщен магматитами среднего–основного состава. Отдельные толщи осадочного слоя (среднерифейская ороекская свита) характеризуются повышенной намагнитченностью. Блок уплотненного фундамента пониженной намагнитченности отвечает Сугойскому синклинию. Кристаллический фундамент блока располагается на значительной глубине и перекрыт мощными (9–12 км) в основном немагнитными терригенными толщами чехла. На западе территории обособляется блок также, вероятно, плотного фундамента, отвечающий Среднеканской ветви Иньяли-Дебинского синклинория. Блоку свойственны контрастные линейные магнитные аномалии, в связи с чем удлиненный в субширотном направлении блок рассматривается как зона деструкции фундамента при сдвиговых смещениях по Среднекано-Штурмовскому разлому и насыщении интрузивными телами среднего–основного состава.

Большинство блоков ограничено разломами глубокого заложения, по которым происходят сбросовые и сдвиговые смещения. Некоторые из разломов проникают на значительную глубину и ограничивают зоны сквозной проработки вещества нижней коры—верхней мантии. Разломы обычно выражены зонами градиентов поля силы тяжести, более мелкие внутриблоковые разломы устанавливаются по более частным вариациям гравитационного и магнитного полей. Не всегда полное совпадение зон разломов, установленных по геофизическим данным, со следом их на поверхности рассматривается как изменение их положений на разных глубинных уровнях. Для некоторых крупных разломов предположительно устанавливается наклон плоскости сместителя, а по смещению аномалий геофизических полей в плане — направление горизонтальных движений. Направление интерпретируемого движения может не совпадать с установленным в приповерхностных условиях смещением крыльев разломов, что, по-видимому, свидетельствует о смене знака движений по разломам в разные этапы геологической истории.

Основой тектонического районирования, выделения структурных элементов разного ранга являются особенности глубинного строения территории, распределение по площади образований разновозрастных структурных этажей, формационных комплексов, формаций, геодинамические обстановки и характер деформационной структуры. Довольно отчетливо проявлены ярусное сложение в вертикальном разрезе и блоковое строение территории. В глубинном геологическом разрезе устанавливается пять структурных этажей, отвечающих основным этапам развития, в составе этажей различаются ярусы и иногда подъярусы. В целом за основу выделения структурных этажей и ярусов берутся такие факторы, как поверхности крупных несогласий, проявления структурообразующих процессов и магматизма, смена формационного состава отложений, изменение распределения в пространстве мощности отложений.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

В вертикальном разрезе верхней части земной коры территории различаются следующие структурные этажи: архейско-нижнепротерозойский, рифейско-нижне-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-мезозойский, верхнеюрский—меловой, венчается разрез палеоген-неогеновыми и четвертичными молассами, локализованными в неотектонических впадинах. В максимальном количестве структурные этажи наблюдаются в составе поднятий Индигиро-Колымской системы, в сложении других структур обнажаются породы меньшего числа этажей; наиболее обширная по площади Яно-Колымская складчатая система представлена практически одним верхнепалеозойско-мезозойским этажом. На глубине, очевидно, распространены архейско-нижнепротерозойский этаж, служащий основанием всех вышележащих структурных комплексов.

### **Архейско-нижнепротерозойский структурный этаж**

Присутствие архейско-нижнепротерозойских образований интерпретируется на глубине по геофизическим материалам. В пределах Яно-Колымской системы по данным сейсмического профиля 2-ДВ в основании осадочной оболочки прослеживается неоднородный по строению слой мощностью 3–10 км, предположительно аналогичный фундаменту расположенного восточнее Омолонского массива. Его подошва на глубине 15–20 км фрагментарно прослеживается по кровле горизонта с отражающими площадками, местами осложнена нарушениями. Кровля на глубине 5–15 км, имеет волнистый характер, проводится в основном по подошве верхнего высокоотражающего горизонта, отождествляемого с вулканогенно-осадочным слоем. В северной части территории фундамент предполагается на меньшей (5–10 км) глубине. В сводном дорифейском разрезе, вскрытом в структурах Северо-Востока Азии, различаются базито-гранулитовая, гнейсово-гранулитовая и мраморно-сланцево-амфиболитовая части [36]. Территория листа располагается в краевой части реконструируемого гнейсового свода и вполне вероятно, что в разрезе архейско-нижнепротерозойского разреза территории нижняя часть может отсутствовать. Предполагается, что этаж сформирован за счет преимущественно магматических и в меньшей мере осадочных пород, преобразованных процессами гранитизации в ходе формирования континентальной земной коры.

### **Рифейско-нижне-среднепалеозойский структурный этаж**

Образования этого структурного этажа слагают основные площади Приколымского и Омuleвского поднятий Индигиро-Колымской складчатой системы. Этаж по составу формаций, соотношению и степени преобразований распадается на несколько ярусов, толщи которых по площади распространены различно.



Рифейские толщи, составляющие нижний ярус этажа мощностью до 6000 м, обнажаются на левобережье р. Колыма в осевой части Приколымского поднятия. Породы составляют единый карбонатно-терригенный комплекс, метаморфизованы в зеленосланцевой, местами в амфиболитовой фации, составляют кварцит-зеленосланцевую (ороекская свита), метатерригенно-карбонатно-зеленосланцевую (чебукулахская серия) и метатерригенную (юкагирская серия) формации. Вендско-кембрийские слабо метаморфизованные породы, которые обычно выделяются в особый ярус, на территории листа обнажены очень фрагментарно, представлены только красноцветной терригенной формацией вендского возраста.

Нижнепалеозойские (ордовикские) отложения составляют следующий структурный ярус мощностью до 4000 м, они слагают основную площадь Омuleвского поднятия. В целом это единый терригенно-карбонатный комплекс, в составе которого выделяются карбонатные (нижне-среднеордовикская биогенно-известняковая, верхнеордовикская биогермная) формации.

Среднепалеозойский структурный ярус (до 5000 м) располагается с заметной сменой литологии, а на Приколымском поднятии, вероятно, с размывом, образован комплексом преимущественно терригенных формаций; в его составе обособляются силурийская известняково-глинистая (чалмакская свита), терригенно-карбонатная и красноцветная доломитово-карбонатная (хекандинская и мирнинская свиты) формации, а также нижнедевонская терригенная, ниже-среднедевонские терригенно-карбонатная и карбонатная формации, верхнедевонско-нижнекаменноугольная «отдаленная кремнистая» и ниже-среднекаменноугольная терригенно-вулканогенная формации.

Предполагается, что образования рифейско-нижне-среднепалеозойского этажа распространены повсеместно на территории под более молодыми толщами Яно-Колымской системы, но вероятно характеризуются преобладанием терригенных пород и меньшей мощностью. В материалах сейсмического профиля образования этажа интерпретируются в интервале глубин 3–15 км. Возможное присутствие этих образований основывается на обнаружении ксенолитов пород, сходных с рифейскими метаморфическими сланцами, в меловых вулканитах Неорчанской вулканоструктуры в южной части территории [102]. Этаж объединяет комплексы пассивной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента, возможно, активизированной в среднепалеозойский этап в южной части территории.

### **Верхнепалеозойско-мезозойский структурный этап**

Этаж составляют толщи верхоянского комплекса и одновозрастные с ним образования, наиболее широко распространенные на территории. Образования этажа знаменуют, по-видимому, кардинальное изменение структурного плана, новый крупный этап развития территории. В пределах Яно-Колымской системы породы верхоянского комплекса слагают

основные структуры, представляют собой мощный (суммарно до 10 км) комплекс преимущественно терригенных пород. В составе этажа также возможно выделение структурных ярусов.

Верхнепалеозойский структурный ярус на большей части территории (в Яно-Колымской системе) обнажен не полностью, предполагается, что в местах вскрытия наиболее древних (пермских) отложений подошва яруса располагается на глубине 3–4 км. Вскрытая часть пермских отложений мощностью 1,5–2,5 км представлена аспидной и граувакково-сланцевой формациями. На площади Омuleвского и Приколымского поднятий Индигиро-Колымской системы верхнепалеозойский ярус различной полноты имеет мощность около 1,5 км и образован вулканогенно-терригенной и марганценосной кремнисто-сланцевой формациями.

Триасово-юрский структурный ярус характеризуется в разных структурных обстановках большими отличиями. В пределах Индигиро-Колымской системы триасово-юрские отложения составляют сравнительно маломощный (около 1,5 км) комплекс черносланцевых, тонкотерригенных и терригенных молассоидных формаций, верхняя (среднеюрская) часть, представленная более грубозернистой терригенной формацией обычно отделена от нижележащей структурным несогласием и разрывом. В Яно-Колымской системе триасовые и юрские отложения суммарной мощностью до 8 км, хотя и связаны в большинстве случаев согласными соотношениями, могут подразделяться на самостоятельные подъярусы; они представляют собой обособленные трансгрессивно-регрессивные циклы осадконакопления и характеризуются собственными тектоническими условиями осадконакопления. Триасовые толщи в основном слагают крупнейшие антиклинальные структуры территории — Аян-Юрхский антиклинорий, Балыгычанское и Хетагчанское поднятия, а юрские — выполняют Иньяли-Дебинский, Сугойский и Арmano-Вилигинский синклинории. Триасовый подъярус образован преимущественно тонкотерригенными породами, возможно выделение нижнетриасовой сероцветной песчано-глинистой, средне-верхнетриасовой черносланцевой, верхнетриасовой флишевой, флишеоидной и вулканогенно-терригенной формаций. В юрский период названные антиклинальные структуры выступали в качестве конседиментационных поднятий, которые разделялись линейными троговыми структурами. Юрский подъярус отличающегося в разных частях территории состава образован породами ниже-среднеюрской черносланцевой, среднеюрских флишеоидной и терригенной шлировой, местами средне-верхнеюрской вулканогенно-терригенной формаций. Наиболее полный состав подъярус имеет в южной части территории, где верхняя часть его представлена залегающими с разрывом батскими и келловей-оксфордскими терригенной и вулканогенно-терригенной формациями. Этаж представляет собой комплексы, сформированные в условиях пассивной окраины с проявлениями процессов рифтогенеза (Индигиро-Колымская складчатая система) и в шельфовых условиях задугового бассейна активной окраины континента (Яно-Колымская складчатая система).

## Верхнеюрско—меловой структурный этаж

Этаж составляют большей частью существенно вулканогенные образования, которые с угловым несогласием перекрывают подстилающие толщи, отчетливо разделяется на два структурных яруса: средне-верхнеюрский—нижнемеловой и ниже-верхнемеловой.

Средне-верхнеюрско—нижнемеловой ярус отвечает орогенному этапу развития Яно-Колымской системы. Объем структурного яруса не везде одинаковый, в различных структурных зонах может быть представлен средне-верхнеюрскими, верхнеюрскими—нижнемеловыми и только нижнемеловыми отложениями.

Средне-верхнеюрские толщи в Индигиро-Колымской системе выполняют ряд среднеюрских (бат-келловейских) наложенных впадин (в бассейне р. Таскан и в верховьях р. Сеймчан) и грабенов (Элекчанский и Лыглыхтахский). Толщи составляют прибрежно-морские и континентальные терригенные, терригенно-вулканогенные и вулканические (преимущественно базальтовые, андезитовые, в меньшей мере риолитовые) формации мощностью до 2 км, выступают в качестве нижнемолассовой формации орогенных структур, рассматриваются также в качестве образований Уяндино-Ясачненской островодужной системы.

Верхнеюрские—нижнемеловые отложения распространены в основном по юго-восточной окраине Яно-Колымской системы и выполняют Балыгычано-Сугойский наложенный прогиб, локально обнажаются на юго-восточном окончании Лыглыхтахского грабена. На юго-восточном крае Яно-Колымской системы эти образования представлены континентальной терригенно-вулканогенной формацией мощностью 3—4 км, они, как иногда считается, составляют часть Удско-Мургальского окраинно-континентального пояса [29]. Западнее территории листа эти отложения выделялись в самостоятельный Тауйский вулканический пояс [26]. Нижнемеловые (апт-альбские) отложения в восточной части территории листа выполняют Балыгычано-Сугойский прогиб, они представлены вулканогенными и терригенными толщами, выделяются контрастная риолит-трахибазальтовая формация антидромного развития и континентальная угленосная моласса общей мощностью 5—6 км. Эти образования заполняют рифтогенный прогиб, заложенный, как считается, на позднеорогенной стадии развития Яно-Колымской системы.

Ниже-верхнемеловой структурный ярус. Объединяет ниже-верхнемеловые (альб-кампанские) вулканические и терригенно-вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Балыгычано-Сугойского прогиба. На подстилающих более древних образованиях, в том числе на вулканогенных образованиях верхнеюрско—нижнемелового яруса располагается с угловым несогласием. В нижней части обычно присутствуют терригенные молассовые образования и породы андезитовой формации, они сменяются выше по разрезу дацит-риолитовой, риолитовой и завершается ярус преимущественно трахибазальтовой формацией, суммарная мощность 4—5 км. Образования яруса слагают структуры Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса

постороженной стадии развития Яно-Колымской системы и синхронные ему структуры активизации, прежде всего Кэнскую лавовую полосу на западном крае Балыгычано-Сугойского прогиба.

### **Кайнозойский структурный этаж**

Локально распространенные палеоген-неогеновые и плейстоценовые рыхлые отложения распространены повсеместно и сконцентрированы в неотектонических впадинах, объединяющихся в составе рифтовых систем. Характеризуются субгоризонтальным залеганием, с угловым несогласием перекрывают все более древние образования, знаменуют этап неотектонической активизации. По составу представляют собой континентальные угленосные терригенные молассы мощностью до 1,5–3 км. В наиболее полном виде представлены в Сеймчано-Буюндинской впадине и на шельфе залива Шелихова.

### **СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ**

Крупнейшими складчатыми сооружениями на территории листа являются Индигиро-Колымская и Яно-Колымская системы.

#### **Индигиро-Колымская складчатая система**

Индигиро-Колымская складчатая система занимает северо-западную часть территории, представлена двумя крупными структурными элементами — Приколымским и Омудевским поднятиями, разделенными Арга-Тасским разломом и сопряженным с ним позднемезозойским Элекчанским грабеном. Поднятия сложены толщами рифейско-нижне-среднепалеозойского структурного этажа, в краевых частях присутствуют породы верхнепалеозойско-мезозойского этажа. По площади рассредоточены небольшие грабены, выполненные верхнеюрскими терригенными и вулканогенно-терригенными формациями.

Приколымское поднятие входит на территорию своим южным окончанием, ограниченным с юго-востока Долинным разломом взбросо-надвигового типа с амплитудой надвигания в 5–10 км. Поднятие в целом рассматривается как крупная блоковая или чешуйчато-блоковая структура обобщенно антиклинорной морфологии, сочетающая разнопорядковые линейные складчатые, блоковые и покровные элементы. В составе поднятия обычно выделяются Западная и Восточная зоны, отличающиеся особенностями развития, направленностью тектонических движений и характером структуры [97, 111]. На территорию листа попадает южная часть Восточной зоны поднятия и небольшой фрагмент Западной зоны; в составе Восточной зоны различаются Поповкинский блок и Бургалийская моноклинал.

Выходами метаморфизованных рифейских образований и среднепалеозойских толщ оконтуривается тектонический аллохтонный

Поповкинский блок. Рифейские метаморфизованные образования на правобережье р. Белая Ночь дислоцированы в субмеридиональные линейные складки с амплитудой до 1 км. Протяженность наблюдаемых фрагментов складок до 30 км, их ширина 5–10 км, шарниры довольно круто погружаются к окончаниям. По данным А. Ф. Бойшенко [11], эти относительно крупные складки осложнены более мелкими, среди которых имеются прямые и наклонные, нередко с острыми килевидными замками, углы падения пород на крыльях складок колеблются от 40 до 90°. В филлитовых сланцах складчатость еще более усложняется развитием гофрировки и плейчатости. Распространены разрывные нарушения, представленные в большинстве своем взбросами и надвигами, часто осложняющими крылья складок и сопровождающимися подворачиванием слоев и складками волочения. Восточный и южный края Поповкинского блока, где распространены в основном девонские толщи, отличаются более простыми складчатыми дислокациями, наклон крыльев складок обычно не превышает 20–50°. Простираение складок в восточной части блока субмеридиональное, а в южной — субширотное. В южной отчетливо аллохтонной части блока пликвативные структуры рассечены многочисленными субширотными надвигами с падением сместителей к северу, создающими единую чешуйчатую структуру, и северо-западными правосторонними сбросо-сдвигами, смещающими фрагменты чешуйчатой структуры.

К левобережью р. Белая Ночь приурочена часть Нятовского блока, относящегося к Западной зоне Приколымского поднятия. Преобладающие здесь в составе блока среднепалеозойские толщи образуют сложную складчато-блоковую структуру. Характерны складки брахиформного и сундучного типа, ориентированные в северо-западном направлении. Размах крыльев складок до 10 км, залегание слоев пород в сводовых частях 10–15°, на крыльях — до 60–70°.

Омулевское поднятие представляет собой вытянутый в северо-западном направлении горстовидный блок, ограниченный с юго-запада разломом Дарпир взбросо-надвиговой природы. Амплитуда надвигания западнее территории листа оценивается в 20 км, по нему интерпретируются также левобокковые сдвиговые смещения. От Приколымского поднятия его отделяют юрские толщи Элекчанского грабена и его южного ответвления. Основную площадь этой части поднятия слагают нижнепалеозойские отложения, представляющие собой мощный комплекс терригенно-карбонатных формаций, образованных в глубоководном бассейне. К периферическим частям структуры приурочены толщи верхнепалеозойско-мезозойского структурного этажа. На рассматриваемую территорию приходится лишь юго-восточная часть поднятия, относящаяся к Тасканской складчато-глыбовой зоне. В ее составе различаются Сумуно-Ирүдийский и Урультунский блоки, разделенные сбросо-сдвигом Улахан и приуроченным к нему Лыглыхтахским грабеном [61].

Сумуно-Ирүдийский блок занимает бассейн верхнего течения р. Ясачная (крайняя северо-западная часть территории листа), сложен преимущественно нижнепалеозойскими осадочными толщами, лишь

в периферических частях присутствуют среднепалеозойские породы и очень ограниченно — породы верхнепалеозойско-мезозойского структурного этажа. Для этой площади характерно складчато-блоковое строение, крупнейшие антиклинальные структуры обычно ограничены разломами, что придает им свойства горст-антиклиналей. Выделяются основные Уяринская, Ирюдийская и Эльгенчакская горст-антиклинали, разделяющиеся грабенообразными линейными структурами с моноклиналим, ступенчатым или синклиналим залеганием ниже-среднепалеозойских толщ.

Наиболее крупная Уяринская горст-антиклиналь характеризуется брахиантиклинальным залеганием пород в своде, осложненным на юго-востоке линейной антиклиналью с размахом крыльев около 10 км. Простираение линейной складки северо-западное, шарнир ее довольно круто погружается на юго-восток, углы падения крыльев до 40–45°. Горст-антиклиналь с севера и юго-востока ограничена узкими и глубокими односторонними грабен-синклиналями. Ирюдийская горст-антиклиналь располагается юго-восточнее, имеет меридиональное удлинение (15–20 км) при ширине 7–10 км. Залегание слоев нижнепалеозойских пород в своде горизонтальное, на крыльях под углами 20–30°. Сопряженная с нею на западе синклиналь выполнена среднепалеозойскими отложениями, также по форме близка к изометричной, крутизна залегания пород на крыльях синклинали не превышает 15–20°. Эльгенчакская горст-антиклиналь, заходящая на территорию южным крылом, характеризуется пологим (2–10°) залеганием нижнепалеозойских пород в своде и крутым (50–60°) на крыле.

На восточном окончании Сумуно-Ирюдийского блока выделяется крупная Верхнесеймчанская горст-антиклиналь широтного удлинения, в ядре ее обнажаются силурийские толщи, а на крыльях — девонские. Породы дислоцированы в осложняющие складки субширотного-северо-восточного простираения с размахом крыльев до 4–5 км. Углы падения пород в сводах и мульдах складок 10–15°, на крыльях 40–50°. По восточному обрамлению блока распространены породы верхнепалеозойско-мезозойского структурного этажа. В верховьях р. Сеймчан пермские отложения образуют складку северо-восточного простираения с углами наклона крыльев 30–40 до 70°.

Вдоль юго-западного края блока прослеживается Туоннахская антиклиналь северо-западного простираения, в ее ядре обнажаются каменноугольные отложения, на крыльях — пермские. Юго-западное крыло на значительном протяжении срезано разломом Улахан, длина антиклинали около 50 км, ширина 10 км. Периклинальные окончания складки пологие (10–20°), крылья наклонены под углами 50–60°, северо-восточное крыло местами подвернуто, отмечается опрокинутое залегание под углом 70°. Разрывные нарушения имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное простираение, среди них различаются сбросы и взбросы, иногда надвиги с амплитудами смещения крыльев до 500–700 м. Наклон поверхностей сместителей к юго-западу и северо-западу; западнее, за пределами листа большое значение приобретают надвиги с падением сместителей к северо-востоку.

Урультунский блок на территории листа почти недоступен для изучения, западнее он, в связи с его фронтальным положением в системе дислокаций, отличается большей сложностью деформационной структуры; там наблюдаются брахиформные и линейные складки, в том числе с крутым и опрокинутым положением крыльев, местами интерпретируется складчато-покровная структура. Урультунский блок отделен от Сумуно-Ирүдийского долгоживущим разломом Улахан, он почти полностью перекрыт верхнеюрскими толщами Лыглыхтахского грабена, так что нижне-среднепалеозойские толщи блока вскрываются лишь на небольших участках в виде эрозионных окон. На этих участках породы разбиты разломами и дислоцированы в линейные складки субширотного—северо-восточного простирания. Судя по вскрывающимся фрагментам складок, они обычно имеют ширину 5–10 км, протяженность более 20 км, углы наклона крыльев складок изменяются в пределах 40–60°. В Сударском горсте, приуроченном к юго-западному крылу разлома Улахан, вскрываются отложения верхнепалеозойско-мезозойского структурного этажа. На междуречье Лев. Лыглыхтах—Эльген верхнетриасовые и нижнеюрские отложения дислоцированы в субширотные напряженные линейные складки. Прутковская и Немичанская синклинали разделены одноранговой антиклиналью, в ядре которой обнажаются породы верхнего триаса. Эти структуры осложнены дополнительными складками с размахом крыльев 1,5–4 км, наклон крыльев складок колеблется от 35 до 50°.

### **Яно-Колымская складчатая система**

Яно-Колымская складчатая система представлена своим юго-восточным флангом, занимает основную часть территории, распространенный здесь мощный верхоянский комплекс представляет единый верхнепалеозойско-мезозойский структурный этаж, подразделяемый на ярусы. Выделяющиеся мощные аспидная, граувакково-сланцевая, черносланцевая, флишевая (флишоидная) и шлировая формации образуют определенные пространственно-временные сочетания и индивидуализированные для структур вертикальные ряды. Осадконакопление в пермский период происходило в относительно глубоководном бассейне, когда наиболее погруженной была его осевая зона, а в юрский период, наоборот, — краевые зоны. В развитии бассейна и в современной структуре интерпретируется большая роль горизонтальных движений по продольным разломам, в бассейне верхнего течения Колымы отмечаются тела разновозрастных олистостром и микститов, что можно объяснить конседиментационными дислокациями (вероятно, левосторонними сдвиговыми движениями).

В структуре системы выделяются синклиналильные зоны, а разделяет их цепь внутренних поднятий (антиклинориев).

В северной части территории выделяются Иньяли-Дебинский и Сугойский синклинории, кулисообразно сменяющие друг друга по простиранию. Иньяли-Дебинский синклинорий представлен своим юго-восточным окончанием, по юго-западному краю ограничен Чай-Юрюинским

левобокowym взбросо-сдвигом. Продольным разломом, находящимся в основном западнее территории, синклиний делится на две зоны, которые на территории листа разобщаются Балыгычанским поднятием [68]. В синклинии преобладает напряженная линейная складчатость устойчивого северо-западного или широтного простирания, развиты продольные разрывные нарушения.

Ветвь синклиния в междуречье Оротукан—Среднекан разделяет структуры Омuleвского и Балыгычанского поднятий и в районе больших излучин р. Колыма протягивается в широтном направлении на 150 км. Юрские отложения дислоцированы в напряженные линейные многопорядковые складки юго-восточного—субширотного простирания. В ядрах антиклиналей вскрываются нижнеюрские и изредка верхнетриасовые отложения, в мульдах синклиналей обнажены среднеюрские толщи; ширина складок обычно 10—20, иногда до 40 км, протяженность 50—100 км. Углы наклона крыльев складок обычно 50—70° до вертикального положения. У западной границы территории выделяется типичная Хатыннахская синклиналь. Это довольно широкая (до 15 км) складка, ядро которой выполнено среднеюрскими отложениями. Углы наклона крыльев непостоянные и изменяются от 50 до 80°. Осложняющие складки короткие (обычно 5—6 км), располагаются кулисообразно. Наиболее часто среди них встречаются узкие симметричные и асимметричные острозамочные, реже изоклинальные, запрокинутые к югу складки.

Складчатые дислокации осложнены разрывными нарушениями и гранитоидными массивами. Преобладают продольные разломы (взбросо-сдвиги), с ними сочетаются зоны смятия, характеризующиеся усложнением дислокаций и метаморфическими преобразованиями пород. Разлом и сопровождающая его зона смятия на правом берегу р. Колыма имеют восток-северо-восточное простирание и располагаются косо по отношению к общему простиранию складок. Зоны смятия сопровождаются линейными магнитными аномалиями и рассматриваются в качестве структур, контролирующих золото-кварцевое оруденение. Со Столовым гранитоидным массивом на правом берегу р. Оротукан связана изометричная диаметром 15 км интрузивно-купольная структура, ограниченная дугowymi разломами. Широко распространены позднеюрские дайки гранодиорит-порфиров и диорит-порфировитов, группирующиеся в пояса протяженностью до 30—40 км. Кулисообразное расположение поясов даек интерпретируется как отображение сколовых трещин при правосторонних сдвиговых смещениях по неявно выраженному Среднекано-Штурмовскому разлому, представленному широкой нечетко ограниченной зоной, которая практически совпадает с этой ветвью синклиния [109].

Юго-западная ветвь Иньяли-Дебинского синклиния в нижнем течении р. Бохапча разделяет окончание Аян-Юрхского антиклинария и Балыгычанское поднятие, выклиниваясь в юго-восточном направлении. В пределах ветви распространены триасовые, преимущественно верхнетриасовые, и юрские отложения; к ней приурочены крупные массивы позднеюрских гранитов, во многом определивших характер структуры.



Вдоль юго-западного края структуры располагаются линейные кулисообразно расположенные складки, отчетливо обособлена антиклиналь в бассейне р. Мандычан со средне-верхнетриасовыми отложениями в ядре и верхненорийско-рэтскими на крыльях. Ширина складки около 10 км, длина 50 км. Она осложнена дополнительными складками гребневидного, часто асимметричного поперечного сечения. Углы наклона крыльев складок 50–70°. В окружении Бохапчинского гранитного массива осевые плоскости складок дугообразно изогнуты и согласуются с контурами массива, что отображает воздействие магматических масс на вмещающие осадочные толщи. Наблюдаются также разрывные нарушения, часть из которых являются продольными для складчатой структуры, другие разломы окаймляют интрузивы, подчеркивая интрузивно-купольную природу изометричных структур. Встречающиеся поперечные взбросы и надвиги являются оперяющими элементами Умарского и Чай-Юрюинского граничных для ветви разломов.

Сугойский синклиниорий имеет дугообразную в плане форму, выпуклостью обращен к юго-востоку. С Иньяли-Дебинским синклиниорием соотносится кулисно, отделен от него сбросо-сдвигом Улахан, сопровождаемым позднемезозойским грабеном и неотектонической впадиной. Синклиниорий большей частью сложен юрскими толщами, и лишь в осевых частях антиклиналей вскрываются триасовые отложения. В структуре синклинория различаются зоны эжективной (северная часть) и голоморфной (южная часть) складчатости; в первой, как это хорошо видно севернее территории листа, развиты брахиформные синклинали и разделяющие их гребневидные антиклинали; во второй преобладают линейные многопорядковые складки, плоскости которых нередко запрокинуты к юго-востоку [45]. В составе зоны эжективной складчатости, расположенной на междуречье Колыма—Балыгычан, наиболее четко выделяется Бургалийская антиклиналь северо-восточного простирания шириной около 10 км и протяженностью до 60 км. В ядре антиклинали вскрываются карнийские отложения, крылья образованы ниже- и среднеюрскими толщами. Антиклиналь осложнена разрывными нарушениями и складками второго порядка, углы наклона пластов на крыльях складок колеблются от 20–30 до 40–45°.

Юго-восточная часть синклинория в среднем течении р. Балыгычан, отделенная Ветровским разломом северо-восточного простирания, принадлежит к Сеймчано-Ачагинской зоне голоморфной складчатости, здесь в равной степени распространены напряженные линейные антиклинали и синклинали. Складки северо-восточного-субширотного простирания шириной до 30–40 км и протяженностью до 100 км. В осевых частях кулисообразно расположенных Туоннахской и Громадинской антиклиналей обнажаются верхнетриасовые толщи, на крыльях — нижнеюрские. Северо-восточного простирания Талайская и Нижнебуондинская синклинали в прогнутых частях сложены средне-верхнеюрскими отложениями. Складки осложнены продольными разрывными нарушениями, флексурами и складками второго и более высокого порядка. Углы наклона пластов пород на крыльях складок достигают 60–70°. В разрезе правого

борта долины р. Колыма наблюдается опрокинутость осевых плоскостей складок в южном направлении. Выявляются плавные ундуляции шарниров складок, а на левобережье р. Балыгычан изгиб осей складок в плане, очевидно, связан с правосторонними сдвиговыми смещениями по разлому северо-западного простирания.

На правобережье р. Балыгычан наблюдается довольно резкий изгиб осей складок с субширотного на юго-восточное направление, эта часть синклинория иногда выделяется под наименованием небольшого Насучанского синклинория, преобразованного из палеопротекла между конседиментационными Балыгычанским и Хетагчанским поднятиями. Здесь, по данным С. И. Филатова [103], выделяется ряд сложных антиклинальных и синклинальных складок юго-восточного—субширотного простирания; складки обычно асимметричные, их осевые плоскости наклонены к югу. Маратская антиклиналь юго-восточного простирания имеет ширину около 20 км и протяженность более 60 км, в ее узкой осевой зоне вскрываются верхнетриасовые и на северо-западном окончании нижнеюрские отложения, на крыльях — средне-верхнеюрские толщи. Антиклиналь осложнена более мелкими линейными складками шириной от десятков метров до 1,5 км. Углы падения крыльев складок 50–80°, юго-восточные крылья более крутые, иногда отмечаются опрокинутые залегающие пластов пород.

Синклинальная зона на юге территории представлена находящимся за западной рамкой листа Верхнеиндигирским и выделяющимся на листе Арmano-Вилигинским синклиноориями. Арmano-Вилигинский синклинорий обрамляет с юга восточный фланг Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанское поднятие, граница с которыми в целом соответствует смене триасовых отложений юрскими толщами синклинория, имеет извилистую конфигурацию и обобщенно северо-восточное простирание. В пределах синклинория, в большинстве своем скрытого под покровами ОЧВП, реконструируются линейные и брахиформные складки, часто нарушенные сбросо-сдвигами субширотного и северо-восточного простирания. Часто наблюдаются асимметричные складки южной вергентности, что указывает на перемещение масс горных пород во время складкообразования в южном или юго-западном направлении.

На западном фланге синклинория, в верховьях р. Армань обнажается западное периклинальное замыкание субширотной Бергенджинской синклинали шириной до 30 км, мульда складки выполнена ниже-среднеюрскими толщами. Восточный фланг складки скрыт под меловыми вулканами, в доступной наблюдению части складки в долине р. Иганджа углы падения крыльев составляют 30–40°. Складка нарушена северо-восточными (поперечными) и субширотными разломами. Местами, на левобережье р. Бергенджа породы южного крыла складки имеют опрокинутое залегание.

В северной части Арmano-Вилигинского синклинория, в верхнем течении р. Буюнда осадочные породы дислоцированы в линейные складки субширотного и северо-западного простирания. Здесь выделяются, например, Кивалгинская синклиналь и Эльгенская антиклиналь и другие

подобные складки. Ширина складок 10–15 км, протяженность — 60–100 км, в ядрах антиклиналей вскрываются верхнетриасовые и нижнеюрские толщи, в мульдах синклиналей — средне-верхнеюрские отложения. По данным Ю. Г. Кобылянского [41], углы падения слоев пород на крыльях складок изменяются от 15 до 40–45°, отмечается возрастание крутизны крыльев складок в южном направлении. В приосевых частях складок наклон слоев пород уменьшается до 10–20°, шарниры складок на окончаниях плавно погружаются или воздымаются под углами 5–10°. Складки местами нарушены в основном продольными субширотными и северо-восточными разломами.

В восточной части территории юрские толщи Армано-Вилигинского синклинория в большинстве своем перекрыты меловыми вулканитами и прорваны крупными гранитоидными массивами. По фрагментам сохранившихся толщ А. Д. Силинским [83] реконструируются Наслачанская антиклиналь и Кананыгинская синклиналь шириной 10–15 км. Простираение складок северо-восточное и субмеридиональное, углы наклона крыльев варьируют в широких пределах, преобладают наклоны в 40–45°, но в местах нарушения многочисленными разломами северо-восточного простираения достигают 60–70°.

На юге синклинория по выходам пермских и триасовых отложений отчетливо выделяется Олыньская антиклиналь коробчатого профиля, приуроченная к крылу Арбутлинского разлома, который срезает юго-восточное крыло складки. Эта антиклиналь шириной 15–20 км протягивается в северо-восточном направлении на 100 км, в междуречье Нявленги и Кивалги шарнир Олыньской антиклинали волнисто ундулирует. Отдельные фрагменты складки разорваны субширотными оперяющими Арбутлинский разлом разрывами и рассечены гранитоидными массивами. Углы падения слоев на крыльях складки 20–40°, но вблизи усложняющих ее разрывов увеличиваются до 60–70°. В ядре складки пермские толщи смяты в мелкие пологие складки с размахом крыльев до 2–3 км, зеркало мелкой складчатости субгоризонтальное.

Цепь внутренних поднятий составляют кулисообразно распределенные по простираению Аян-Юряхский антиклинорий и сходные с ним по истории развития Балыгычанское и Хетагчанское антиклинальные поднятия.

На территорию приходится юго-восточный фланг Аян-Юряхского антиклинория, его структуры здесь имеют северо-восточное простираение с отклонениями до субмеридионального. В строении этой части антиклинория основное значение имеют верхнепермские и ниже-среднетриасовые отложения. Наиболее примечательным элементом структуры является Верхнебохапчинская брахиантиклиналь. В плане она имеет очертания овала, удлинённого в северо-восточном направлении, длина структуры по выходам пермских и ниже-среднетриасовых отложений около 50 км. Углы падения пород на северо-западном крыле брахиантиклинали 30–40°, на юго-восточном 50–60°. В своде положение слоев верхнепермских отложений в целом более пологое, но оно осложнено дополнительными более мелкими относительно простыми складками. Шарнир брахиантиклинали на юго-западе и северо-востоке погружается

под углами 20–30°. В сводовой части складки породы ороговикованы, рассечены многочисленными дайками субширотного простирания. По данным интерпретации гравимагнитных данных брахиантиклинали отвечает погребенный гранитоидный массив, что выявляет ее интрузивно-купольную природу.

Вблизи западной границы листа триасовые отложения дислоцированы в субмеридиональные брахиформные и простые линейные складки протяженностью 30–40 км при ширине 5–10 км. Смена простирания и характера структур, по-видимому, связана с влиянием интерпретируемого здесь субмеридионального скрытого разлома фундамента. Пликативные структуры осложнены внедрением мелких гранитоидных штоков и проявлением многочисленных разрывных нарушений северо-восточного простирания. Некоторые из них прекрасно прослеживаются по дистанционным материалам, по извилистому следу на поверхности и наклонному положению сместителей к северо-западу они интерпретируются как надвиги, вероятно, оперяющие южное крыло Чай-Юрюинского разлома.

Балыгычанское поднятие располагается почти в центре территории, занимая бассейн р. Буюнда и верхнее течение р. Балыгычан, имеет изометричную угловатую в плане форму. Северная граница поднятия совпадает с Правооротуканским и Кырчанским разломами, с юго-запада оно ограничено Умарским разломом, на востоке поднятие примыкает к Балыгычано-Сугойскому прогибу. Этот крупный тектонический элемент — сложное блоково-сладчатое сооружение, в отдельных его частях (блоках) расположение и ориентировка складок сильно меняются. Поднятие большей частью сложено триасовыми отложениями, в ядрах некоторых антиклиналей вскрываются верхнепермские отложения, в краевых частях присутствуют нижнеюрские толщи. Пласты пород дислоцированы в крупные и относительно мелкие складки различной морфологии. Характерными элементами поднятия являются крупные коробчатого профиля Оротуканская, Большекупкинская и Нябольская горст-антиклинали с пермскими толщами в сводах, выходами нижнетриасовых пород фиксируется Мякитская антиклиналь. Как правило, с антиклиналями связаны обнаженные массивы гранитоидов или магматические тела интерпретируются на глубине по гравиметрическим данным, что выявляет штамповый механизм структурообразования.

Оротуканская горст-антиклиналь длинной осью ориентирована в широтном направлении, северное ее крыло срезано Паутовским разломом. В ядре складки обнажаются верхнепермские и нижнетриасовые породы, вследствие значительной ундуляции шарнира обособляются изометричные своды с пермскими толщами и мульды с триасовыми породами. В сводовой части горст-антиклинали породы залегают полого (10–30°), местами почти горизонтально, крылья осложнены разрывными нарушениями сбросового типа и линейными, иногда изоклиральными складками с углами падения крыльев в 40–60°. Пермские породы на западном фланге горст-антиклинали ороговикованы и рассечены дайками субширотного простирания, на глубине 1–2 км интерпретируется интрузивное ядро.

Крупные Большекупкинская и Нябольская антиклинали на востоке Балыгычанского поднятия имеют субмеридиональное—северо-восточное простирание. Большекупкинская антиклиналь вытянута на 100 км при ширине до 15 км, имеет в целом северо-восточное простирание; отдельные ее сегменты, по-видимому, разорваны и смещены по разломам (сдвигам) юго-восточного простирания. Шарнир складки образует изгибы в плане и полого погружается на флангах. Широкий свод (до 6–7 км) имеет коробчатый поперечный профиль и осложнен более мелкими линейными складками шириной 1–2 км. Крылья антиклинали вначале круто (40–50°), а затем более полого (20–30°) погружаются в стороны от осевой плоскости и осложнены дополнительной складчатостью. Углы падения крыльев мелких складок изменяются в пределах 20–45°. На южном окончании антиклиналь осложнена интрузивно-купольным выступом с позднеюрским гранитоидным массивом в ядре. Предполагается, что вся антиклиналь во многом обязана влиянию интрузивов и поднятию блоков основания.

Нябольская антиклиналь субмеридионального простирания имеет протяженность около 50 км и ширину до 20 км. Ось антиклинали обладает извилистой в плане конфигурацией, шарнир очень полого погружается в северном направлении. Довольно широкий (до 10 км) свод структуры характеризуется субгоризонтальным залеганием пород балыгычанской свиты перми, крылья падают под углами 20–30, реже до 45–50°. Антиклиналь осложнена разрывными нарушениями и складками второго порядка шириной до 3–4 км и длиной до 10 км. Углы наклона слоев пород на крыльях складок колеблются в пределах 30–60°. Разрывные нарушения типа сбросов и сбросо-сдвигов имеют субмеридиональное простирание, осадочные породы вблизи нарушений иногда приобретают аномально крутое залегание, характерно проявление кливажа с почти вертикальным положением кливажных поверхностей. Северо-западное изометричной в плане формы ответвление антиклинали связано с внедрением тел позднеюрских гранитоидов. По данным Ю. Н. Симонова [192], насыщенность интрузивными образованиями является характерной особенностью всей антиклинали, что подтверждает ее магматогенную (штамповую) природу.

Мякитская антиклиналь приурочена к юго-западному краю поднятия, занимая бассейн р. Мякит. Она обладает овальной формой, более длинной осью ориентирована в северо-западном направлении; поперечным синклинальным перегибом антиклиналь делится на два кулисно расположенных овала, длинные оси которых ориентированы меридионально. В ядре антиклинали вскрываются нижнетриасовые отложения, на крыльях они последовательно сменяются средне- и затем верхнетриасовыми толщами. Поперечный профиль антиклинали асимметричный, широкий плоский свод с близким к горизонтальному положению слоев пород переходит в пологое (15–40°) восточное и крутое (50–70°) западное крылья, чем структура уподобляется односторонне-сундучным складкам. Отмечаются осложнения складками второго порядка, разрывами северо-восточного и северо-западного простирания, внедрением нескольких штоков гранитоидов. На правом берегу р. Мякит породы на значительной

площади метаморфизованы, здесь интерпретируется погребенный гранитоидный массив. Обобщенным контурам антиклинали отвечает интрузивно-купольное поднятие, объясняющее природу складки.

Триасовые, а местами и нижнеюрские отложения на площади Балыгычанского поднятия в пространстве между крупными брахиформными и коробчатыми антиклиналями дислоцированы в более мелкие относительно простые линейные антиклинали и синклинали разных направлений. В краевых частях поднятия простирание осевых плоскостей складок обычно согласуется с направлением ограничений, во внутренних частях преобладают складки северо-восточного и северо-западного простираний. Подавляющее количество складок имеет ширину 5–10 км, протяженность 30–40 км и амплитуду 0,2–1 км. Углы наклона крыльев складок обычно изменяются в пределах 20–50°. На юго-западе поднятия участками распространения ниже-среднеюрских отложений выделяются синклинали северо-западного простирания. Нерегинская синклиналь приурочена к краю поднятия, ее юго-западное крыло срезано Умарским разломом. Протяженность синклинали более 50 км, ширина 10–15 км, тектонические ограничения крыльев складки придают ей характер грабен-синклинали. В мульде синклинали среднеюрские отложения, по наблюдениям Б. И. Малькова [58], дислоцированы в более мелкие напряженные линейные складки шириной 0,5–2 км, углы падения крыльев мелких складок 50–70°.

Вдоль северного края Балыгычанского поднятия в междуречье Колыма—Буюнда располагается краевая зона поднятия, отличающаяся значительной мобильностью. Здесь между краевым Правооротуканским и расположенным южнее Паутовским разломами триасовые и нижнеюрские толщи дислоцированы в линейные сложные складки субширотного и отклоняющегося до юго-восточного и северо-восточного простирания, формирование которых, вероятно, связано с влиянием разломов. В междуречье Среднекана и Буюнды сложные многопорядковые складки и продольные разрывные нарушения дугообразно плавно обтекают с юга Среднебуюндинский гранитный массив, что связано с активным воздействием массива на вмещающие породы. Краевой блок поднятия по характеру складчатых структур и положению фундамента (что выявляется при интерпретации геофизических материалов) рассматривается как переходная зона от Балыгычанского поднятия к Среднеканской ветви Иньяли-Дебинского синклинория. Зона характеризуется интенсивной дислоцированностью пород, насыщенностью дайками и массивами гранитоидов. Отчетливо выделяется Среднеканская антиклиналь дугообразной в плане формы. В ее ядре обнажаются среднетриасовые отложения, крылья сложены верхнетриасовыми и нижнеюрскими толщами. Ширина складки 5–10 км, протяженность до 80 км. Складка осложнена напряженной складчатостью более высоких порядков, в ядре антиклинали слои пород дислоцированы в узкие острозамочные и изоклиналильные складки с падением крыльев в 70–80°. Складки сопровождаются субсогласными по направлению разрывными нарушениями, мелкой приразломной складчатостью, системами кливажа и проявлениями дислокационного метаморфизма,

объединяющимися в зону смятия. Вертикальные движения по разломам сочетаются с горизонтальными знакопеременными, в бассейне р. Среднекан выявляются присдвиговые надвиги.

Примечательным структурным элементом южной части Балыгычанского поднятия является изометричная диаметром около 100 км структура в междуречье Буюнда—Купка с кольцевым (вихреобразным) расположением складок, интерпретируется интрузивно-купольная природа структуры с участием ротационных движений. Вихреобразный рисунок распределения складчатых дислокаций, возможно, связан с поворотом блока по часовой стрелке при левобокковых движениях по Арбутлинскому разлому. Наиболее четко выражены Прометейская и Килганинская антиклинали протяженностью 100—120 км при ширине 10—20 км. В ядрах антиклиналей вскрываются нижнетриасовые отложения, на крыльях — средне-верхнетриасовые, переходящие в равнозначные по масштабу синклинали. Складки линейные дугообразные с резкими изгибами на северо-восточных флангах в противоположную сторону, осложнены дополнительными мелкими складками и субсогласными разрывными нарушениями. Шарниры складок круто погружаются на юго-востоке, слабо ундулируют по простиранию складок и очень полого погружаются на северо-восточных окончаниях. Складки имеют симметричный поперечный профиль, углы падения крыльев 20—40°, наибольшие углы падения (до 85°) отмечаются у асимметричных осложняющих приразломных складок.

Существенное значение в структуре поднятия принадлежит разнообразным разрывным нарушениям, среди них различаются северо-западные и северо-восточные сбросо-сдвиги, субширотные надвиги. Важная роль отводится меридиональным сбросам и сбросо-сдвигам, являющимся поверхностными элементами скрытых Хурчан-Оротуканского, Танья-Нурского и Нельгасиг-Кырчанского разломов, с которыми ассоциируют зоны позднемезозойской тектоно-магматической активизации.

Хетагчанское поднятие располагается на северо-востоке территории листа, занимая среднее течение р. Сугой, оно заключено между Сугойским и Насучанским синклиниями. С Сугойским синклинием оно граничит по Маратскому разлому взбросо-надвигового типа, граница с Насучанским синклинием в целом соответствует разделу триасовых и юрских отложений. На территорию листа попадает только западная краевая часть поднятия, где основной структурой является изометричная в плане Правохетагчанская брахиантиклиналь. В ядре антиклинали обнажаются верхнепермские и ниже-среднетриасовые толщи, на крыльях — верхнетриасовые отложения. Шарнир брахиантиклинали погружается в западном направлении под углом 10—15°. Периклиналь складки, так же как и центральная часть, за пределами территории осложнена субширотными разрывами и дополнительными мелкими килевидными складками, погружающимися на запад. Ширина этих складок 300—400 м, протяженность не более 3—4 км, углы падения крыльев складок 50—70°. В осевых частях складок верхнепермские отложения разбиты трещинами субширотного кливажа. К югу от брахиантиклинали верхнетриасовые отложения дислоцированы в линейные складки преимущественно субши-

ротного простирания, составляющие, по К. Л. Львову [55], Джапкачано-Волнинскую систему складок. Для системы складок характерно пологое зеркало складчатости, шарниры складок горизонтальные или полого погружаются на запад и юго-запад. Ширина складок до 1 км, протяженность 5–10 км, общий наклон крыльев складок 15–30°, они часто осложнены рядом продольных мелких складок.

## ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

К структурам, знаменующим раннеорогенный этап развития Верхояно-Чукотской складчатой области, относятся наложенные грабенообразные впадины в северо-западной части территории, наиболее крупными из них являются Элекчанский и Лыглыхтахский грабены — элементы более крупного Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса, который рассматривается в качестве островодужной системы и структурно включается в состав Индигиро-Колымской складчатой системы. К позднеорогенным структурам отнесен Балыгычано-Сугойский наложенный прогиб.

### Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс

Элекчанский грабен сопряжен с зоной Арга-Тасского разлома и в целом разделяет структуры Омудевского и Приколымского поднятий, на территории листа он представлен юго-восточным флангом длиной около 100 км и шириной в среднем 30 км. Грабен выполнен средне-верхнеюрскими молассовыми образованиями: внизу терригенными, а выше терригенно-вулканогенными мощностью до 2 км. Борты грабена в основном ограничиваются согласными и кососекущими сбросами, сопровождаются узкими оперяющими грабенами. Юго-восточное замыкание структуры пологое, средне-верхнеюрские толщи выполнения грабена с угловым несогласием перекрывают разновозрастные породы основания. На юге местами молассовые образования грабена подстилаются терригенными породами среднеюрской тасканской свиты, накопление которых в изолированной впадине непосредственно предшествует формированию грабена. В пределах грабена В. В. Ганиным [25] выделяются крупные краевые Чалбыгинская и Сеймчанская синклинали и разделяющая их осевая Сонгусская антиклиналь. Названные складки — крупные линейные структуры длиной до 50 км и шириной 10–20 км, большей частью ограниченные продольными сбросами или сбросо-сдвигами. Породы обычно залегают спокойно с углами падения 10–20°, но в краевых зонах, особенно вблизи разрывных нарушений дислоцированы в дизгармоничные, в том числе наклонные мелкие складки шириной 250–500 м и углами наклона крыльев 40–60°. На бассейн р. Поповка приходится юго-восточное окончание Шипучинской грабен-синклинали, также выполненной средне-верхнеюрскими вулканогенно-терригенными образованиями. Породы



деформированы в неотчетливо выраженные складки, выделяются две небольшие мульды с наклоном слоев пород на крыльях 10–15°.

Лыглыхтахский грабен прослеживается на 50 км в северо-западном направлении, немного выходя за пределы территории. Он прослеживается вдоль разлома Улахан и, возможно, является приразломной структурой, ширина его достигает 30–40 км. Верхнеюрские и, вероятно, связанные с ними среднеюрские (тасканская свита) отложения собраны в широкие, вытянутые в северо-западном направлении брахискладки длиной 10–20 км, осложненные перегибами на крыльях и более мелкими складками шириной 1,5–2,5 км. Складки, по данным Е. Г. Абельс, Б. И. Малькова [1], несколько асимметричны, их северо-восточные крылья более крутые и нередко осложнены сбросами и сбросо-сдвигами. В ряде случаев наблюдалось запрокидывание крыльев атиклиналей на северо-восток. Падение слоев пород в осевых частях складок 10–30°, на крыльях — колеблется от 20 до 45° и местами достигает 60°. Отмечается довольно резкая ундуляция шарниров складок, в местах их резкого подъема обнажаются палеозойские и триасовые отложения.

### **Балыгычано-Сугойский наложенный прогиб**

В восточной части территории рельефно выступает субмеридиональный меловой прогиб, протягивающийся в пределах листа на 250 км и уходящий за северную границу. В структурном плане мезозоид Балыгычано-Сугойский прогиб является дискордантной структурой, он приурочен к восточному ограничению Балыгычанского поднятия, а на северном фланге пересекает Сугойский синклиниорий и севернее наложен на восточное крыло Прикольымского поднятия. На юге прогиб тесно смыкается с ОЧВП и не без оснований часто рассматривается в качестве его ответвления [9]. Вместе с тем, от пояса его отличают более раннее заложение, несколько иное строение разрезов вулканогенных образований и характер интрузивного магматизма. Максимальная ширина прогиба на юге около 50 км, к северу она уменьшается до 30 км, а в средней части сужается до 10 км.

Время заложения прогиба (апт) определяет его принадлежность к позднеорогенным структурам, по соотношению с породами основания он представляется наложенной молассовой впадиной Яно-Колымской складчатой системы, при этом выявляются признаки и более раннего, в некоторой степени унаследованного развития от мезозойских структур [50]. Для прогиба в целом устанавливается двухъярусное сложение. Нижний структурный ярус, с угловым несогласием перекрывающий складчатые толщи верхоянского комплекса, представлен апт-альбскими вулканическими формациями и континентальной молассой. Верхний структурный ярус образован почти полностью вулканическими формациями позднеальб-позднемелового возраста. Накопление вулканитов совместно с внедрением субвулканических и гипабиссальных интрузий происходило на стадии активизации синхронно с формированием ОЧВП.

Прогиб заложен по Омсукчанскому глубинному разлому фундамента складчатой системы с большой глубиной проникновения. В верхнем структурном этаже он проявлен серией крупных субпараллельных нарушений, контролирующих отдельные составляющие прогиба и линейные вулкано-тектонические структуры. Образования нижнего структурного яруса прогиба слагают две основные крупные брахисинклинали — конседиментационные мульды: Нягаинскую на севере и Омсукчанскую вместе с более мелкими Верхнеджагынской и Арылахской (на юге). Названные структуры вытянуты в северо-западном направлении, расположены косо (под углами 5–10°) к обобщенной оси прогиба (вероятному положению Омсукчанского глубинного разлома) и кулисообразно по отношению друг к другу. Мульды соединены более узким перешейком в центральной части прогиба, в бассейне р. Булур. В строении и, соответственно, в развитии мульды обнаруживаются существенные различия.

Нягаинская брахисинклиналь (мульда) представляет собой северный фланг прогиба, вытянута в северо-западном направлении, в пределах территории прослеживается на 50 км при ширине до 30 км. Она характеризуется общим центриклинальным залеганием толщ, осложненным более мелкими брахиформными складками. Углы наклона слоев пород не превышают 30°, составляя обычно 10–20°. Впадина выполнена вулканогенными и терригенными породами омсукчанской серии. В основании выполнения впадины располагаются вулканы аптской аскольдинской свиты мощностью до 650 м, развитой, по-видимому, не повсеместно; основные ее выходы сосредоточены на восточном борту, в западном направлении свита постепенно выклинивается. Выше лежащие апт-альбские осадочные отложения (уликская, галимовская и айгурская свиты) представляют собой континентальную терригенную молассу мощностью до 1600 м. Мульда и вулканоструктура рассечены разрывными нарушениями (преимущественно сбросами) северо-западного простирания, согласующимися с общей ориентировкой прогиба. В поздне меловую эпоху эти тектонические нарушения проявились как синвулканические, они контролируют размещение покровов и субвулканических тел.

Южная половина прогиба, где располагаются Омсукчанская мульда и Кэнская лавовая полоса, отличается большей полнотой стратиграфического разреза выполнения и значительно большей мощностью слагающих его толщ. Также отчетливо выражено двучленное строение разреза, полно представлены оба структурных яруса. Нижний структурный ярус образован омсукчанской серией, которая состоит здесь из нижнемеловых аскольдинской свиты, арылахской толщи, уликской, галимовской, айгурской и топтанской свит общей мощностью около 5000 м. Породы омсукчанской серии составляют контрастную риолит-трахибазальтовую формацию (аскольдинская свита и арылахская толща) антидромного развития и угленосную молассу (уликская, галимовская, айгурская и топтанская свиты). Названные формации составляют самую крупную Омсукчанскую брахисинклиналь (на юго-востоке) и продолжающие ее к северу линейно-расположенные более мелкие Верхнеджагынскую и Арылахскую

брахисинклинали; они разделены узкими гребневидными антиклинальными перегибами. Конседиментационная природа брахисинклиналей подтверждается закономерным уменьшением грубозернистости пород и увеличением мощности отложений в направлении центра структур, углы наклона слоев на крыльях синклиналей 10–20°. Омсукчанская брахисинклиналь осложнена брахисинклинальными складками второго порядка и интрузивно-купольными поднятиями. Наклон слоев на крыльях складок 15–20° и возрастает в местах осложнений до 40–50°. Иногда отмечается асимметричность структур, более крутые крылья складок имеют углы наклона 20–30°.

Прогиб насыщен многочисленными гранитоидными телами, наиболее характерны и распространены крупные плутоны лейкогранитового омсукчанского комплекса. По данным интерпретации геофизических материалов с учетом распространения обломков лейкогранитов в шороховских вулканитах гранитоидные образования и, прежде всего, низкоплотные лейкограниты омсукчанского комплекса на глубине объединяются в обширные по площади плитообразные залежи. Вдоль западного борта прогиба массивы лейкогранитов образуют четко линейную цепь, фиксируя, очевидно, положение магмоконтролирующего разлома. На площади прогиба отдельные массивы образуют интрузивно-купольные структуры. Дукатское, Невское и Быстринское интрузивно-купольные поднятия имеют округлую форму и размеры 5–10 км. Дукатское интрузивно-купольное поднятие сформировано над невоскрытым массивом лейкогранитов. Обнажающиеся в пределах поднятия породы нижнего структурного яруса характеризуются периклинальным залеганием, углы наклона пластов пород по мере удаления от свода возрастают от 10–15 до 25–30°. В своде поднятия распространены разрывы растяжения (отрыва) и скола, преобладают крутонаклонные (70–90°) нарушения. Все интрузивные и рудные тела Дукатского поднятия рассечены системой разломов северо-восточного простирания. В рудном поле Дукатского месторождения распространены линейные, реже воронкообразные тела взрывных брекчий и туффизитов, они сформированы в предрудный этап и имеют рудолокализующее значение. Невское интрузивно-купольное поднятие овальной формы большей частью ограничено кольцевыми нарушениями, а с западной стороны — Невским разломом север-северо-западного простирания. В западной части поднятия обнажается Невский массив лейкогранитов, а в юго-восточной части — породы дацит-андезитовой формации, выполняющие небольшую вулканическую просадку.

Верхнеюрские—нижнемеловые континентальные терригенно-вулканогенные и терригенные отложения подстилают ОЧВП и составляют Удско-Мургальский вулканогенный пояс.

### **Удско-Мургальский вулканогенный пояс**

Верхнеюрские—нижнемеловые терригенно-вулканогенные формации, прослеживающиеся по южному краю Яно-Колымской системы и

перекрытые покровами ОЧВП, составляют обособленный комплекс, иногда включаемый в состав позднепалеозойско-мезозойской Кони-Тайгоносской системы, однако структурная обособленность и специфичность развития и металлогении определяют выделение самостоятельного Удско-Мургальского окраинно-континентального пояса [29]. На территорию листа попадает лишь северная часть Приохотского сектора этого пояса, сложенная верхнеюрско-нижнемеловыми момолтыкичской свитой, кирикской и нанкалинской толщами общей мощностью до 4 км. Среди вулканитов преобладают андезиты, подчиненное значение имеют базальты и туфы кислого состава.

Полого дислоцированные толщи пояса на территории листа составляют несколько обособленные Хилганинскую и Маяканскую впадины, сравнительно небольшие поля севернее, на площади Арmano-Вилигинского синклинория образуют Иваньинскую и Нявленгинскую впадины.

Хилганинская впадина с севера окаймляется периклинально располагающимися вулканитами ОЧВП. Толщи выполнения впадины залегают в целом спокойно, центральная часть впадины осложнена антиклиналью, длинной осью ориентированной в широтном направлении. Углы наклона слоев пород 15–20°. Залегание пород осложнено многочисленными разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного простирания, гранитоидными массивами. Маяканская впадина приурочена к сочленению Челомджа-Ямского и Арбутлинского разломов. Залегание терригенно-вулканогенных отложений близко к горизонтальному, пологий (до 10–15°) наклон покровов вулканитов связан, вероятно, с особенностями палеорельефа, вблизи разломов и контактов с интрузивами наблюдаются углы падения до 50°. По обрамлению впадины развиты перекрывающиеся с несогласием терригенные и вулканогенные образования ОЧВП.

Иваньинская впадина неправильных очертаний имеет поперечные размеры до 50 км. Наследует синклиналь Арmano-Вилигинского синклинория, обладает чашеобразным профилем с глубиной основания около 1 км. Наклон дна у бортов впадины составляет от 7–10 до 15–20°. В восточной части впадина осложнена Максинской просадкой (около 10 км), выполненной позднемеловыми вулканитами. Нявленгинская впадина имеет овальную форму, несколько удлинена (до 40 км) в меридиональном направлении. Впадина асимметрична: величина погружения у западного края достигает 3 км, у восточного всего 500–600 м. Наклон слоев верхнеюрской–нижнемеловой момолтыкичской свиты у бортов впадины от 20 до 35–40°, местами круче, днище впадины характеризуется пологим положением слоев пород. Центральная часть впадины заполнена верхнемеловыми вулканитами, осложнена многочисленными субвулканическими телами риолитов. По обрамлению впадины распространены вытянутые тела позднемеловых умереннощелочных гранитов, они же насыщают на глубине и внутреннюю часть впадины, образуя корытообразную магматическую залежь.

## СТРУКТУРЫ ПОСТОРОГЕННОГО (АКТИВИЗАЦИОННОГО) ЭТАПА

К структурам ранне-позднемеловой (альб-кампанской) активизации относится Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и ряд более мелких структур, в том числе образования верхнего структурного яруса Балыгычано-Сугойского прогиба.

### Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

Пояс представляется крупной наложенной структурой, развившейся на границе взаимодействующих геоблоков с различными типами земной коры [9]. Он приурочен к юго-восточному краю Верхояно-Чукотской складчатой области и протягивается почти на 3000 км. На территорию листа попадает часть Охотского сектора пояса, где выделяются Хасынская вулканическая дуга (на западе) и Угулано-Наяханское вулканоплутоническое поднятие, относящиеся к внешней зоне пояса. В составе вулканитов преобладает формация амфиболовых и пироксеновых андезитов, сменяющаяся выше образованиями дацит-риолитовой формации и далее плато-базальтовой формацией. Территориально обособляются разобщенные выходами мезозойских толщ основания вулканические поля с более мелкими структурами в виде вулканотектонических депрессий и купольных поднятий, выделяются Арманское, Малтано-Ольское, Хетинское, Омчикское, Тахтоямское поля (Хасынская вулканическая дуга), Тумано-Кананыгинское и Аликское поля (Угулано-Наяханское вулканоплутоническое поднятие).

Арманское поле, находящееся в юго-западной части территории, сложено в основном вулканитами кислого состава хольчанской и ольской свит. Центральной части поля отвечает крупная Арманская вулканоструктура оседания, фундаментом ее являются юрские отложения. Арманская вулканоструктура оконтурена разломами различных направлений, что придает ей форму неправильного треугольника со сторонами до 30 км [35]. Важное значение имеют разрывные нарушения, они ограничивают структуру и контролируют размещение субвулканических образований. Разломы, ограничивающие структуру с северо-востока, объединяются в Карамкенскую зону северо-западного простирания; разломы северо-восточного простирания, пересекающие вулканоструктуру, составляют Арmano-Среднеканскую зону. Внутреннее строение также во многом определяется разрывами, по которым блоки погружаются к центру вулканоструктуры, осложнено куполовидным поднятием, смещенным к восточному краю. Узлы пересечения разломов контролировали гидротермальную деятельность, с ними связаны наиболее мощные зоны измененных пород и оруденение. Игнимбриты, широко распространенные в строении структуры, обогащены чужеродным обломочным материалом, в восточной части локально распространены эксплозивные брекчии, образующие линзовидные тела площадью до 1–2 км.

Малтано-Ольское вулканическое поле вытянуто в северо-западном направлении на 100 км, ширина его на юге достигает 50 км, сложено

кислыми вулканитами хольчанской и ольской свит и базальтами мыгдыкитской свиты. Поле нарушено системой поперечных разломов, осложнено вулканоструктурами. Татынгычанская вулкано-купольная структура в поперечнике около 20 км окаймлена двойным кольцом дуговых разломов, сопровождается радиальными нарушениями; в ядерной части структуры выступают юрские породы основания, рассеченные штоками гранитоидов и субвулканическими телами риолитов.

Хетинское вулканическое поле располагается на правом берегу р. Малтан, вытянуто в субмеридиональном направлении на 70 км при ширине в 40 км. Сложено в основном кислыми вулканитами хольчанской и ольской свит. К более мелким вулканоструктурам могут быть отнесены Верхнехурчанская и Верхнетальская интрузивно-купольные структуры и Дивнинская вулканическая просадка с поперечником 15–20 км. Верхнетальская структура размером 5–10 км имеет в ядре изометричный по форме гранитоидный массив с дуговыми разломами по периферии, окаймлена полосой выходов пород хольчанской свиты. В Верхнехурчанской структуре, ограниченной дуговыми разломами, в центральной части обнажаются юрские толщи основания и субвулканические тела риолитов. Дивнинская вулканоструктура ограничена с юга дуговыми разломами, к зонам которых приспособлены долины водотоков, окаймляется зонально расположенными полосами вулканитов хольчанской и ольской свит. Внутренняя часть вулканоструктуры представлена просадкой, выполненной вулканитами нижнеольской подсвиты, наследуется неотектонической впадиной долины руч. Лев. Дивный. К южному краю Дивнинской просадки приурочены линзообразные тела взрывных брекчий, а также иногда связанные с ними прожилково-жильные зоны с олово-серебряным оруденением.

Омчикское вулканическое поле сложено в основном риолитами хольчанской свиты, в его центральной части выделяется овальная Немкучанская структура оседания, она удлинена в субмеридиональном направлении на 40 км. Структура ограничена дуговыми разломами, во внутренней части располагаются покровы риолитов вышележащей ольской свиты повышенной мощности, по периферии сконцентрированы интрузивы позднемеловых лейкогранитов.

Аликское вулканическое поле располагается в восточной части территории на южном продолжении Балыгычано-Сугойского прогиба. Имеет площадь около 150 км<sup>2</sup>, несколько вытянуто в долготном направлении, сложено в основном риолитами верхнемеловой юмской свиты, с угловым несогласием перекрывающими складчатые юрские толщи. Общая плитообразная структура поля осложнена разрывными нарушениями субмеридионального–северо-восточного простирания, субвулканическими телами риолитов.

К структурам активизации относится Кэнская лавовая полоса и ряд более мелких структур Балыгычано-Сугойского прогиба и разрозненные мелкие структуры южной части территории. Структуры Балыгычано-Сугойского прогиба сложены терригенно-вулканогенной молассой, дацит-андезитовой, трахит-базальтовой, риолитовой, игнимбритовой

риолит-риодацитовый и риолит-базальтовой формациями суммарной мощностью 1700–2900 м. Выделяются Кэнская лавовая полоса и расположенные севернее изометричные Мало-Кэнская, Сарманская и Миражская вулкано-тектонические депрессии.

Кэнская лавовая полоса север-северо-западного простирания приурочена к западному борту Балыгычано-Сугойского прогиба; она рассматривается как крупная линейная вулкано-тектоническая структура, вероятно, сформированная между двумя краевыми разломами. По краям структуры обнажаются породы дацит-андезитовой формации, а основной объем составляют породы покровной и субвулканической фаций игнимбритовой риолит-риодацитовый формации (шороховская свита). Полоса представляется линейной цепью овальных в плане вулканоструктур второго порядка, в большинстве случаев ограниченных разломами северо-восточного простирания, размер их 5–10 км. Породы риолит-риодацитовый формации в пределах вулканоструктур имеют центриклинальное залегание под углами 5–20°, постепенно выполаживаются вверх по разрезу и по направлению к центральным частям структур. Большое значение имеют субвулканические и экструзивные тела риодацитов и риолитов, наиболее крупный Верхнеомчикчанский массив субвулканических и экструзивных риолитов располагается в южной части лавовой полосы. Контакты массива с вмещающими породами слабоволнистые и довольно полого (10–15°) погружаются в направлении центральной части массива, снабжены апофизами. На завершающей стадии шороховского вулканизма вдоль субмеридиональных трещин, а также вдоль пологих трещин отрыва в подошве экструзий образовались узкие зоны аргиллизитов, которые вмещают сереброносные кварц-сульфидные жилы.

Мало-Кэнская вулкано-тектоническая депрессия расположена в междуречье Каховки и Мал. Кэна, имеет округлую форму и диаметр около 15 км. Падение подошвы вулканитов центриклинальное под углами 5–15°. В центральной части структуры располагается субвулканическое тело риолитов, сопровождающееся пучками даек, которые выполняют трещины преимущественно северо-восточного простирания. Сарманская вулкано-тектоническая депрессия расположена на междуречье Джагына и Лев. Марата, представляет собой кольцевую структуру, образованную по периметру горизонтально- или центриклинально залегающими вулканитами. Ближе к центру вулканиты приобретают периклинальное (под углом 10–15°) залегание, обусловленное вулкано-купольным поднятием, ядро которого представлено субвулканическим телом риолитов.

К юго-западной части Нягаинской брахисинклинали, в бассейне р. Нягаин, приурочены залегающие с угловым несогласием вулканогенные образования кислого состава, они относятся к сеноманской надеждинской свите, составляют Верхненягаинскую вулканоструктуру. Вулканоструктура (палеостратовулкан) имеет овальную в плане форму и северо-западное удлинение, ширина ее 15 км, длина около 30 км. В центре структуры, на левобережье р. Нягаин располагается крупный вулканический купол, сложенный флюидалными риолитами, флюидалность ориентирована центриклинально, а в центральной части — практически вертикально.

По обрамлению купола размещаются субгоризонтально залегающие покровы лав, туфов и игнимбритов риолитов, составляющие основное вулканическое поле. В периферической зоне вулканического поля появляются осадочно-пирокластические породы (туффиты, туфогравелиты и туфопесчаники), относящиеся к аллохтонной фации вулканитов.

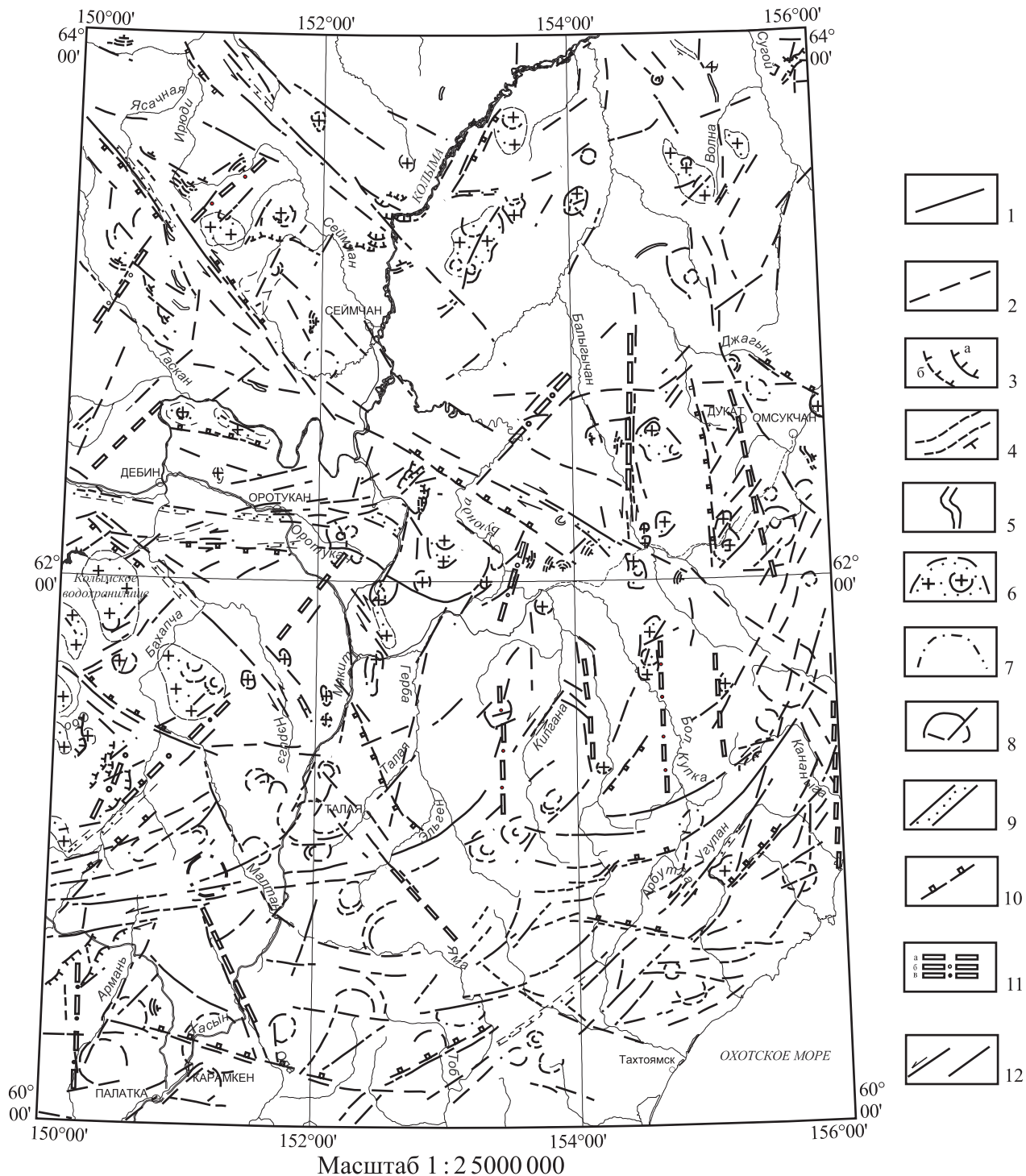
Несколько разрозненных проявлений позднемелового вулканизма в виде отдельных покровов или субвулканических тел, реже изометричных вулканоструктур распространены в бассейнах рек Буюнда и Купка. Эти образования вместе с сопутствующими им интрузивами гранитоидов контролируются субмеридиональными скрытыми разломами фундамента и совместно с другими структурными элементами составляют зоны тектоно-магматической активизации. Довольно отчетливо проявлены изометричные (размером 12–15 км) вулканоструктуры в бассейнах р. Тенгкели и руч. Прометей в составе Танья-Нурской зоны ТМА. В бассейне р. Тенгкели вулканическая депрессия сложена в нижней части андезитами улынской, а в верхней части игнимбритами ольской свиты, характеризуется пологим (5–10°) центриклинальным положением покровов; по периферии структуры распределены интрузивы позднемеловых гранитоидов. В бассейне руч. Прометей купольная вулканоструктура окаймляется дугвыми нарушениями, во внутренней части обнажаются триасовые толщи фундамента и субвулканические тела риолитов, представляющие собой корневые части эродированных покровов эффузивов, присутствуют небольшие покровы и штоки лейкогранитов.

## КАЙНОЗОЙСКИЕ РИФТОВЫЕ СИСТЕМЫ

Структуры кайнозойского рифтогенеза выражены неотектонически активными разломами и связанными с ними впадинами. В региональном плане выделяются две (Момская и Охотско-Анадырская) рифтовые системы.

Момская рифтовая система на территории листа представлена своим юго-восточным окончанием, к ней относятся Сеймчано-Буюндинская, Тасканская и Верхнесударская впадины, выполненные палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными рыхлыми отложениями, которые представляют собой континентальную молассу стадии неотектонической активизации. Верхнесударская и Сеймчано-Буюндинская впадины сопровождают разлом Улахан. Наиболее крупная — Сеймчано-Буюндинская впадина считается конечным звеном Момской рифтовой системы [7]. Она приурочена к северо-восточному крылу разлома Улахан и представляется асимметричным грабеном с крутым юго-западным и пологим северо-восточным бортами. Впадина имеет приближенно прямоугольную в плане форму, длина ее 120 км, ширина 30 км. Во внутреннем строении впадины выявляются продольные и поперечные нарушения, делящие впадину на ряд прямоугольных блоков с различной глубиной погружения. Основание наиболее погруженных блоков по юго-западному краю впадины по расчетам гравитационных аномалий располагается





**Рис. 18. Схема дешифрирования материалов космических съемок (МДЗ).**

1 — линеаменты, четко выделяющиеся на большинстве МДЗ темными и светлыми полосами — фотоконтрастами, прямолинейными границами фототоннов; 2 — линеаменты, выделяющиеся предположительно, часто совпадающие с прямолинейными отрезками долин водотоков; 3 — линеаменты изогнутой конфигурации — предполагаемые надвиги, выявляемые уверенно (а) и предположительно (б); 4 — моноклинально залегающие литологически контрастные пачки пород с указанием наклона; 5 — рельефно выделяющиеся дайкообразные тела, мощные пачки пород; 6 — контуры крупных интрузивов с ореолом контактово метаморфизованных пород и локальными интрузивными куполами; 7 — контуры изометричных впадин (мульд, брахисинклиналей) с центриклинальным положением пачек пород; 8 — каркасные элементы кольцевых структур, уверенно сопоставляемых с вулканоструктурами; 9 — полосы однородного светлого фототона, фиксирующие мощные зоны разломов; 10 — серии линеаментов, сопровождающиеся градиентными ступенями поля силы тяжести с указанием направления понижения уровня поля; 11 — скрытые разломы фундамента, выявляемые по данным дешифрирования МДЗ обзорного уровня (а) и подтверждающиеся гравитационными (б) и магнитными (в) аномалиями; 12 — серии кулисообразно расположенных линеаментов с указанием предполагаемого направления горизонтальных движений.

на глубине 1,3–1,5 км. Строение рыхлого выполнения впадины изучено слабо, в основании на северо-западном фланге залегает олигоценовая угленосная эльгенская свита, на юго-восточном фланге плиоцен-нижнечетвертичная сабаргинская толща. Выше располагаются различно распределенные осадки всех звеньев четвертичной системы, на поверхности преобладают аллювиальные, озерно-аллювиальные и озерно-болотные верхнечетвертичные—современные осадки.

Охотско-Анадырская рифтовая система, развивавшаяся с мелового периода, для кайнозойского этапа образована серией удлиненных в северо-восточном направлении неотектонических впадин, связанных с разломами ОЧВП [71]. На территории листа система представлена небольшим отрезком, где располагается Верхнекупкинская неотектоническая впадина. Непосредственное отношение к рифтовой системе имеет, вероятно, и рыхлое выполнение шельфа залива Шелихова (впадина Залива Шелихова).

Верхнекупкинская впадина приурочена к зоне разломов северо-восточного простирания, вытянута на 40 км при ширине около 10 км. Впадина выполнена в основании верхнеплиоценовой угленосной карбонгинской толщей и флювиогляциальными четвертичными отложениями верхнего звена, мощность неотектонической молассы немного превышает 100 м. На обрамлении впадины и северо-восточнее ее в зоне контролирующей впадину разломов выявлены экструзивные купола и дайки неогеновых оливиновых меланефелинитов, представляющие собой щелочно-базальтоидную формацию стадии неотектонической активизации.

В рыхлом выполнении шельфа впадины Залива Шелихова на основании сейсмических профильных исследований выделен ряд сейсмических горизонтов, которые сопоставляются с палеогеновыми и неогеновыми толщами неотектонических впадин Охотско-Анадырской рифтовой системы на побережье. Горизонты не выдержаны, но суммарная мощность их достигает 4–5 км. Судя по картине сейсмических отражений, толщи осадков залегают довольно спокойно, но местами осложнены разрывными нарушениями, в том числе и согласующегося с рифтовой системой северо-восточного простирания, и складками с наклоном крыльев в 10–30°. По данным Э. Г. Коблова [152], выделяются рифтовые структуры неотектонической активизации, на территорию листа попадает юго-западное окончание Тахтоямской антиклинали, в ядре которой к поверхности приближены палеогеновые отложения сейсмотолщи студеной.

## РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

На территории листа довольно отчетливо проявлена блоковая структура, большинство структурных элементов ограничено крупными разломами, более мелкие — расчленяют их на сегменты и блоки. Для прослеживания крупнейших разломов большое значение имели геофизические материалы, а также результаты дешифрирования материалов космических съемок (рис. 18). Разломы разнообразны, они различаются по времени

заложения, хотя подавляющее их количество в дальнейшем было подновлено, по масштабу, геометрической форме в плане и кинематике. По следу на поверхности преобладают прямолинейные разломы в основном диагональной и ортогональной ориентировки, присутствуют разновидности дугообразной и изогнутой форм, выявляются скрытые разломы фундамента. Для установленных разломов по ориентировке плоскости сместителя и направлению перемещения крыльев чаще всего диагностируются сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги, присутствуют надвиги и шарьяжи со значительной амплитудой перемещения. Крупнейшие дизъюнктивы характеризуются длительностью развития, большой глубиной заложения и вполне могут быть квалифицированы как глубинные разломы.

Глубинный разлом Улахан пересекает почти всю территорию листа в юго-восточном направлении, он имеет длительную историю развития, разделяет смещенные в горизонтальном направлении Сумуно-Ирүдийский и Урультунский блоки Омүлевского поднятия. Активно действовал разлом и в последующие этапы. К его положению приурочен позднемезозойский Лыглыхтахский грабен и Сеймчано-Буюндинская впадина. Обычно разлом рассматривается как левый сбросо-сдвиг [61], однако знак движений, очевидно, менялся. Так, смещения по нему в неотектонический этап были правосторонними, что отчетливо проявлено в кулисном расположении его отдельных отрезков. Разлом прекрасно выражен морфологически системой линейных депрессий в рельефе, сопровождается отчетливой зоной градиентов в поле силы тяжести. В юго-восточном направлении, по-видимому, постепенно затухает, менее четко проявлен в гравиметрических материалах, но на сейсмическом профиле выражен зоной смещения сейсмических отражений до границы Мохо.

Умарский глубинный разлом также юго-восточного простирания ограничивает с северо-востока Бохапчинскую ветвь Иньяли-Дебинского синклиория, в соответствии с чем является фактически продолжением Дебинского разлома. На территории листа он служит и юго-западным ограничением Балыгычанского поднятия, общая протяженность разлома 120 км. Разлом представлен зоной концентрации разрывных нарушений, к которой приурочена долина нижнего течения Бохапчи. В материалах аэромагнитной съемки разлом сопровождается полосовидными линейными аномалиями. Время заложения разлома древнее, его влияние на разграничение разнофациальных отложений ощутимо, по крайней мере, с начала мезозоя. В современной структуре разлом, по данным В. В. Уманцева [205], классифицируется как сбросо-сдвиг со знакопеременным режимом горизонтальных смещений, наблюдались право- и левосдвиговые смещения по мелким разрывам зоны. Вертикальная амплитуда сброса оценивается в 600–900 м. Разлом сопровождается зоной смятия, в которой происходит усложнение складчатой структуры триасовых и юрских толщ, наблюдаются пережатые и изоклиальные складки, осевые плоскости которых наклонены к юго-западу. Породы рассланцованы, выявляется система кливажа с падением на северо-восток под углами 70–80°.

Долинный глубинный разлом дугообразной конфигурации на значительном протяжении (более 100 км) совпадает с долиной р. Колыма.

Разлом ограничивает с юго-востока взброшенное Приколымское поднятие, в гравиметрических материалах разделяет блоки с различным уровнем силы тяжести. На юго-западном фланге разлом приобретает субширотное простирание и определенно надвиговый характер. Здесь зона разлома в целом образует чешуйчатую структуру шириной около 5 км, в которой множество надвигов, наклоненных к северу, рассекается северо-западными преимущественно правосторонними сдвигами. Чешуйчатая структура с юга ограничивается фронтальным надвигом, по которому толщи Приколымского поднятия надвинуты на складчатые структуры Сугойского синклинория, общая амплитуда перемещения аллохтона оценивается в 5–10 км. На левобережье р. Колыма докембрийские и палеозойские породы аллохтона вмещают дайки и силлы долеритов позднепермского–раннетриасового возраста, обычно преобразованные в метадолериты. Осадочные породы дислоцированы в запрокинутые к югу складки, наблюдаются мелкие складки волочения, а также разрывы складок вдоль осевых плоскостей и срывы по напластованию пород. Прослеживаются зоны дробления и кливажирования пород, поверхности кливажных трещин наклонены к северу.

Правооротуканский разлом ограничивает западный фланг Балыгычанского поднятия с севера, он представлен зоной кулисообразно соотносящихся крупных субширотных нарушений, разветвляющихся на восточном окончании и затухающих в зонах сопряженных надвигов. Южнее больших излучин р. Колыма зона разлома выражена типичной зоной смятия антиклинального поперечного профиля. В ядре приразломной антиклинали средне- и верхнетриасовые толщи дислоцированы в узкие сжатые и изоклинальные складки с близким к вертикальному положению осевых поверхностей. Отмечаются мелкие складки волочения, в том числе и с вертикальными шарнирами. По нарушениям зоны разлома предполагаются сдвиговые движения со сменой направления. Отчетливо проявлен кливаж разлома, кливажные поверхности субпараллельны осевым поверхностям складок и пересекают их крылья под острым углом.

Широкая неотчетливо ограниченная разрывная зона субширотного–северо-западного простирания в районе Больших Излучин р. Колыма выделяется под названием Среднекано-Штурмовского глубинного разлома [109]. Разлом протягивается на расстояние в 400 км, в том числе по территории листа примерно на 100 км, он следует примерно по простиранию ветви Иньяли-Дебинского синклинория и оказал влияние на характер складчатых деформаций. В современной структуре широкая (до 40 км) неявно очерченная зона разлома представлена сериями кулисообразно расположенных сколов, к которым в частности приурочены свиты даек позднеюрского нера-бохапчинского комплекса. По анализу ориентировок разновозрастных магматических проявлений и различных структурных элементов выявляется сдвиговый знакопеременный режим движений по разлому. Многократные движения несомненно способствовали переработке и деструкции и более глубинных горизонтов геологического разреза, в том числе и кристаллического фундамента, что нашло отражение в характере геофизических полей района.

Кырчанский и Маратский разломы отделяют Сугойский синклиниорий от Балыгычанского и Хетагчанского поднятий. Кырчанский разлом имеет субширотное простирание и на флангах срезан нарушениями северо-восточного простирания. В центральной части он имеет приблизительно дугообразную форму и состоит из серии субвертикальных нарушений, совпадающих в основном с долиной р. Кырчан. Маратский разлом, наиболее четко представленный на своем северо-восточном фланге, образован концентрированной серией субпараллельных и ветвящихся взбросов и надвигов. По краевому надвигу серии нарушений структуры Сугойского синклиниория с амплитудой в 1–2 км надвинуты на толщи Хетагчанского поднятия.

С запада на территорию листа попадают восточные окончания разлома Дарпир, Чай-Юрюинского и Челомджа-Ямского разломов. Окончание Чай-Юрюинского разлома представлено концентрированной зоной (шириной 0,5–1 км) субпараллельных и оперяющих разломов юго-восточного–субширотного простирания. По зоне разломов предполагаются левосторонние сбросо-сдвиговые смещения: на южном крыле присутствуют надвиги, которые могут рассматриваться как оперяющие сдвиг структурные элементы.

Более мелкие разломы, такие как Ветровской и Паутовский, разделяют крупные структурные элементы на части. Ветровской дугообразный разлом северо-восточного простирания разделяет структурно-формационные подзоны в пределах Сугойского синклиниория. Разлом выражен довольно узкой (до 0,5 км) полосой концентрации субпараллельных сбросов с крутым (60–80°) наклоном поверхностей сместителей к северо-западу. К зоне разлома приурочена изометричная вулкано-тектоническая депрессия, в пределах которой расположение многочисленных даек риолитов подчинено направлению разлома. Паутовский разлом субширотного простирания прослеживается на 150 км, отделяя северную часть Балыгычанского поднятия. Разлом на разных этапах менял свою природу: вначале он действовал как левосторонний сдвиг, а позднее как сброс с падением плоскости сместителя к северу под углами от 40–70 до 90°. Разлом сопровождается зоной смятия триасовых толщ, на его южном крыле наблюдаются изоклинальные, часто пережатые складки, наклоненные в северном направлении, распространен кливаж с вертикальным и наклонным положением кливажных поверхностей.

В юго-восточной части территории листа разломы подчинены простиранию структур Охотско-Чукотского пояса и Балыгычано-Сугойского прогиба. К системе пояса относятся основные Верхнетапский и Арбутлинский разломы, существует большое количество и других подобных более мелких разломов. Верхнетапский разлом служит южным ограничением Кэнской лавовой полосы и разделяет блоки с различной ориентировкой складчатых структур. К зоне разлома приурочены выступы подстилающих вулканы мезозойских толщ, вытянутые тела гранитоидов и скопления даек позднемеловых риолитов. Арбутлинский разлом северо-восточного простирания прослеживается не менее чем на 200 км, он отражается в структуре геофизических полей, прекрасно дешифрируется в материалах

космических съемок в виде непрерывной цепочки кулисообразно расположенных линейных элементов. Соотношение элементов разлома выявляет его левосторонний сдвиговый кинематический тип. Зона разлома шириной 0,5–1 км образована серией субпараллельных и оперяющих нарушений, которые рассекают и срезают поля меловых вулканитов, интрузивы позднемеловых гранитоидов, к северо-западному крылу разлома приурочена крупная Олынская антиклиналь с выходами пермских отложений в ядре. Даже отдельные элементы зоны характеризуются значительной (до 50 км) протяженностью, вдоль них устанавливаются горизонтальные и вертикальные смещения с амплитудой от сотен метров до 1–2 км. По наблюдениям А. Д. Силюнского [83], разрывные нарушения часто выражены зонами дробленых пород шириной до 20 м, к ним приурочены глубокие седловины на водоразделах и приспособлены элементы речной сети.

Омсукчанский разлом, контролирующий Балыгычано-Сугойский прогиб, как единый структурный элемент, по-видимому, проявлен только в фундаменте, он может быть интерпретирован как крупный разветвляющийся вверх по восстанию дизъюнктив. Его оперяющие ветви представляют собой кулисообразно расположенные нарушения, часть из которых, как Кэнский разлом, на поверхности выражены приподнятыми и частично обнаженными краями или линейными выступами магматических гранитоидных залежей. Кэнский разлом, примерно отвечающий оси Омсукчанской мульды, представляет собой зону концентрации субпараллельных нарушений северо-западного простирания, сопровождается оперяющими веерообразно расходящимися к юго-востоку разрывами. Для зоны разлома характерны мелкие брахисинклинальные складки в нижнемеловых отложениях, гипабиссальные тела и интрузивы гранитоидов. Разлом по восточному краю Кэнской лавовой полосы отмечается зоной повышенных горизонтальных градиентов разностных аномалий поля силы тяжести, его зона насыщена разновозрастными магматическими образованиями, трассируется субмеридиональной полосой метасоматически измененных пород шириной от 3–6 до 10–15 км, контролирующей золото-серебряное и оловянное оруденение. Разлом, ограничивающий с запада Невский гранитный массив, вскрыт при разведке оловянного месторождения. Это сброс с амплитудой смещения около 300 м, плоскость его сместителя наклонена на юго-запад под углом 75–85°. В зоне разлома осадочные породы и позднемеловые лейкограниты сильно раздроблены, местами грейзенизированы. Оперяющие его трещины северо-западного простирания имеют встречное к плоскости разлома падение под углами 60–75° и вмещают рудные тела месторождения.

Важными элементами дизъюнктивной тектоники являются скрытые разломы фундамента, такие структурные элементы выделяются на территории по комплексу косвенных признаков. Намечаются преобладающие субмеридиональные и в меньшем количестве северо-восточные разломы, как правило, поперечные по отношению к складчатым структурам.

Суксуканский скрытый разлом пересекает Сугойский синклиниорий в меридиональном направлении. Зона разлома трассируется цепью крупных гранитоидных массивов (Толкунтахским и Суксуканским)

меридионального удлинения и небольшим гранитным массивом, погребенным в долине р. Колыма под четвертичными отложениями. На поверхности местами выделяются небольшие меридиональные разломы, один из них рассекает Толкунтахский массив. Далее к северу на Приколымском поднятии он продолжается крупным разломом, разделяющим блоки палеозойских и мезозойских пород.

Серия субмеридиональных разломов в центральной части территории рассекает Балыгычанское поднятие, здесь выделяются Хурчан-Оротуканский, Танья-Нурский, Нельгасиг-Кырчанский и Маякско-Булурский разломы. На протяжении 100–150 км они фиксируются цепочками гравитационных и магнитных аномалий, крупными линеаментами дешифрируются в материалах космических съемок. На поверхности они сопровождаются согласными или косоориентированными разрывными нарушениями, гранитоидными массивами, свитами даек, полями поздне-меловых вулканитов. Осадочные породы в этих зонах метаморфизованы от вскрытых и находящихся на глубине гранитоидных массивов, участками метасоматически изменены и вмещают серии гидротермальных, часто рудоносных жил. Все эти элементы скрытых разломов объединяются в зоны тектоно-магматической активизации, которые являются важными рудоносными структурами. Маякско-Булурский разлом прослеживается параллельно западному краю Балыгычано-Сугойского прогиба и трассируется цепочкой тел лейкогранитов и связанных с ними ареалов гидротермальных образований в зоне шириной 5–10 км. Зона разлома фиксируется градиентом поля силы тяжести, интерпретируется наклон плоскости сместителя, контролирующего выступающий край магматической залежи, к востоку, что отражено в асимметрии контактового ореола. Ширина контактовой зоны вдоль западного контакта залежи 50–250 м, а вдоль пологого восточного — до 1000 м. Разлом вместе с прогибом является элементом крупной зоны тектоно-магматической активизации.

В западной части территории выделяются Бохапчинский и Детринский скрытые разломы фундамента северо-восточного простирания, намечается субмеридиональный разлом вдоль западной рамки листа. Большой частью они выявляются фрагментами по тому или иному из признаков, выражаются вариациями в геофизических полях, сериями линеаментов на космоснимках. Участками они прослеживаются сериями разрывных нарушений на местности, контролируют фрагменты долин водотоков (реки Бохапча, Колыма). Скрытый разлом вдоль западной границы территории, по данным В. С. Чурина [209], фиксируется повышенными значениями горизонтального градиента поля силы тяжести, контролирует размещение гранитоидных штоков, сопровождается зонами кливажирования пород и углеродистого метасоматоза. В позднемеловую эпоху по нему происходили левосдвиговые смещения.

Как следует из изложенного, современная структура территории листа сформирована на протяжении длительного отрезка времени в результате разнотипных тектонических движений. Довольно отчетливо выражено ярусное строение геологического разреза территории, согласующееся с этапностью геологических процессов. Устанавливается четкая блоковая

структура, блоки, которым соответствуют основные структуры территории, во многом соответствуют характеру и расчлененности глубинных горизонтов земной коры. Вместе с тем многие несоответствия могут быть объяснены активным действием крупных длительно развивавшихся разломов, по которым происходили значительные перемещения фрагментов структур. В некоторых случаях наблюдаются, вероятно, взаимосвязанные сдвиговые и надвиговые элементы; значительные амплитуды движений по разломам определяют кулисообразное расположение тектонических структур, формирование шарьяжно-надвиговых элементов. Расположение блоковых элементов и многие особенности складчатой структуры обусловлены масштабными сдвиговыми смещениями по продольным разломам. Общая структура Яно-Колымской складчатой системы, занимающей основную часть территории, может быть интерпретирована как складчато-сдвиговый пояс, динамически сопряженный с расположенным на северо-западном фланге системы Верхоянским складчато-надвиговым поясом [75].

---



---

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа находится в южной части сложнопостроенной Яно-Чукотской горной страны. Основные типы рельефа созданы в неотектонический этап на разновозрастном и различном по составу субстрате. Главная роль в оформлении крупнейших морфоструктур суши принадлежит поднятиям, в том числе и палеоподнятиям с сохраняющимися восходящими тенденциями. Центральная часть территории выделяется сглаженностью форм рельефа и принадлежит к Яно-Ануйской области низкогорий. Она разделяет возвышенные площади окончания горной системы Черского и Охотско-Чукотской области, приуроченной к побережью Охотского моря [18]. Доминирующим по площади является выработанный тип рельефа, где активно действовали процессы денудации и эрозии. По обрамлению горных массивов существенное значение приобретает пролювиальная, делювиальная и водно-ледниковая аккумуляция. Аккумуляция, главным образом речная, озерно-речная и ледниковая, отчетливо выражена в межгорных впадинах, связанных с кайнозойским рифтогенезом, во впадине, прилежащей к акватории Охотского моря.

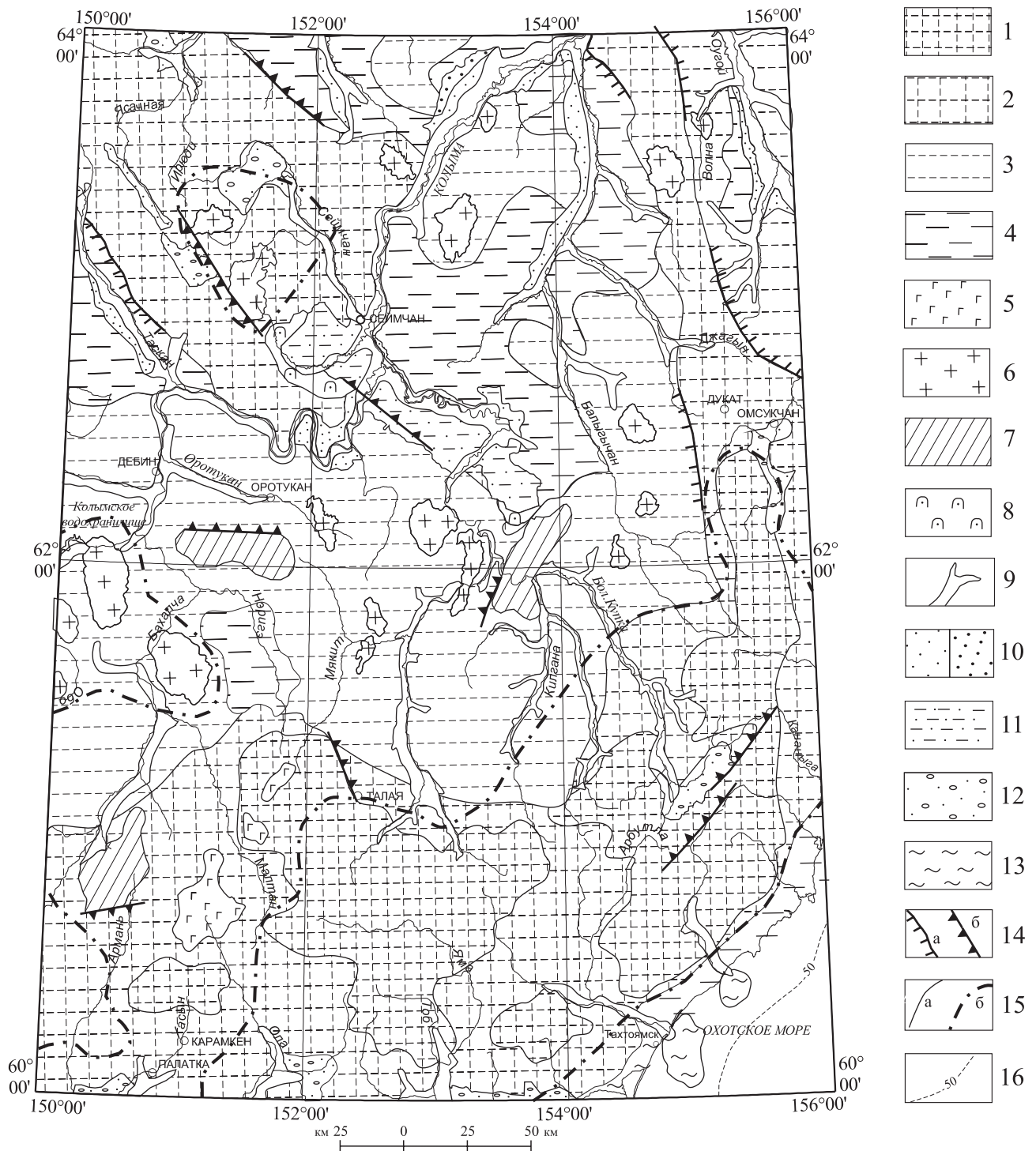
Современные особенности рельефа территории обусловлены направленностью и интенсивностью кайнозойских тектонических движений, определяющих масштабы денудационных и аккумулятивных процессов; структурой и устойчивостью к денудации докайнозойских пород, кайнозойскими климатическими условиями, техногенными факторами локального проявления.

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ГРУППЫ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

В зависимости от преобладающего влияния тех или иных рельефообразующих факторов можно выделить три генетические группы рельефа: денудационную, аккумулятивную и техногенную.

#### Денудационная группа

В денудационной группе выделяются два морфогенетических типа рельефа: денудационный, образованный в результате воздействия комплексной денудации, и структурно-денудационный, созданный препарированием геологических структурных форм.



**Рис. 19. Геоморфологическая схема.**

Денудационная группа. 1–4 — денудационный рельеф неотектонического этапа: 1 — альпинотипное среднегорье с преобладанием позднеплейстоценовых и голоценовых нивационных и обвально-осыпных процессов, 2 — сглаженное среднегорье с преобладанием позднеплейстоценовых и голоценовых криогенно-денудационных процессов, 3 — расчлененное низогорье с проявлением раннеплейстоценовой пенеппенизации и преобладание мпозднеплейстоценовых—голоценовых делювиально-солифлюкционных процессов, 4 — сглаженное низогорье с преобладанием палеогеновой и неогеновой пенеппенизации и позднеплейстоценовых—голоценовых делювиальных и делювиально-солифлюкционных процессов; 5–8 — структурно-денудационный рельеф преимущественно позднеплейстоценового—голоценового времени: 5 — плоские поверхности древних вулканических плато с структурно террасированными склонами, 6 — горные массивы, сложенные гранитоидами, с площадками криогенной планации и делювиальными склонами, 7 — структурный рельеф на складчатом основании с узкими водоразделами и ступенеобразными склонами, 8 — позднеплейстоценовая холмистая равнина на рыхлых отложениях палеогена и неогена.

Аккумулятивная группа. Флювиальная подгруппа: 9 — голоценовые речные поймы, 10 — поверхности позднеплейстоценовых (а) и ранне-среднеплейстоценовых (б) террас. Бассейновая подгруппа: 11 — поверхности позднеплейстоценовых—голоценовых озерно-аллювиальных равнин. Гляциальная подгруппа: 12 — поверхности равнин и террас, сформированных позднеплейстоценовыми флювиогляциальными потоками. Морская подгруппа: 13 — поверхности позднеплейстоценовых—голоценовых аллювиально-морских террас и дельтовых конусов выноса. Линейные элементы: 14 — уступы в рельефе денудационные (а) и тектонические (б), 15 — границы геоморфологических элементов (а), районов плейстоценовых оледенений (б), 16 — изобаты (м).

Денудационный рельеф свойствен большей части территории. Различаются среднегорный и низкогорный типы рельефа, степень расчленения которых зависит, главным образом, от интенсивности поднятий, существенное значение имеют литология и структура субстрата. Большой центральной части территории, относящейся к структурам Яно-Колымской складчатой системы, отвечает область низкогорного рельефа. Структурам Индигиро-Колымской складчатой системы и Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу в целом соответствуют площади среднегорного рельефа. Границы выделяемых типов рельефа в большинстве случаев постепенные, но имеются и резкие переходы, выраженные денудационными и тектоническими уступами (рис. 19).

Среднегорный рельеф по степени расчленения и морфологическим особенностям подразделяется на альпинотипное и сглаженное низкогорье.

Альпинотипный среднегорный рельеф характерен в основном для Охотско-Чукотской области, составляя значительную часть ее площади. Здесь широко распространены горы с остроконечными вершинами, часто группирующимися в горные хребты (Майманджинский, Туманский, Хэрулэкчэн) и гряды. Абсолютная высота вершин составляет обычно 1300–1600 м и иногда больше, относительное превышение водоразделов над днищами долин достигает 700–1000 м. Рельеф характеризуется преобладанием эрозионных крутых ( $30^\circ$  и более) обвально-осыпных склонов, резким и глубоким расчленением, скалистыми водораздельными гребнями с многочисленными нивационными цирками и карами. У подножий склонов развиты шлейфы осыпания, а в устьях зачаточных долин — пролювиальные конусы выноса. На междуречье Бол. Купки, Туманы и Кананыги установлены мощные комплексы палеосейсмодислокаций, представленных сейсмообвалами, сейсморазрывами, сеймотектоническими блоками [86]. Речная сеть разветвленная, обращает внимание преобладающая диагональная по отношению к географической сетке ориентировка основных рек. Многие долины северо-восточной ориентировки заложены по разрывным нарушениям, долины юго-восточного направления прорезают поднимающиеся участки Охотско-Колымского водораздела, находятся в стадии глубинной эрозии, глубоко врезаны. Речные долины обычно имеют V-образный или трапециевидный поперечный профиль. Террасированность их слабая: в основном прослеживается лишь первая надпойменная терраса. В верховьях водотоки интенсивно врезаются в коренные породы, образуя мелкие водопады, пороги. Продольный уклон рек крутой (0,015–0,045). Местами наблюдаются сквозные долины, образование которых связано с перехватами колымских рек охотскими.

В бассейне р. Туманы среди альпинотипного среднегорья распространены ледниковые формы рельефа, представленные трогами и многочисленными цирками. Днища цирков находятся на высоте 1100–1200 м, диаметр их 1000–1500 м, высота стенок 150–350 м. Стенки крутые, местами отвесные, изрезанные эрозионными бороздами. В полого-вогнутых днищах цирков обычно расположены небольшие озера, подпруженные

мореной. Ширина трогов достигает 1500–3000 м, они часто наследуются долинами современных водотоков.

К альпинотипному среднегорью примыкают участки менее расчлененного сглаженного среднегорья, где проявились склоновые и мерзлотные процессы в условиях ослабления темпа неотектонического поднятия. Сглаженное среднегорье характерно для Охотско-Чукотской горной области, а также для Омсукчанского хребта, представляющего собой приподнятую часть Балыгычано-Сугойского водораздела, и для северо-западной части территории (хребты Полярный, Большой и Малый Каньон). Абсолютные отметки широких массивных, местами плоских, водоразделов колеблются в пределах 1000–1500 м. Склоны горных гряд выпрямленные и слабовыпуклые крутизной 20–25, реже до 35°, обычно покрыты делювием. Среднегорье, развитое на палеозойских карбонатных отложениях Омuleвского поднятия, по данным Б. В. Преображенского [74], отличается сочетанием крутых и пологих склонов с узкими гребневидными и широкими сглаженными водоразделами северо-западного направления. Склоны прямолинейные, с многочисленными денудационными останцами, маломощным делювием, нередко отпрепарированные пласты массивных известняков. Отмечаются карстовые формы рельефа, представленные карстовыми воронками, карами, понорами и очень редко карстовыми пещерами.

Глубина речных долин здесь такая же, как и в пределах альпинотипного среднегорья, но сеть их менее густая. Направление основных рек северо-западное, оно подчинено простиранию горных гряд; притоки размывают горные гряды, отличаются более интенсивным врезанием и более крутым уклоном. В целом продольный уклон русел водотоков изменяется в пределах 0,03–0,06. Долины рек разработаны слабо, обычно прослеживаются лишь фрагменты террас 3–5-метрового уровня. Вследствие относительной геологической молодости Охотского моря характерной особенностью рек его бассейна является перехват ими верховий рек Колымской системы: р. Армань захватила крупные площади бассейна р. Бохапча, реки Ола и Яма — истоки р. Малтан.

Ограничения массива сглаженного низкогорья на северо-западе территории в большинстве случаев сопровождаются тектоническими уступами, уступ с юго-западной стороны связан с разломом Улахан. Относительные вертикальные перемещения блоков земной коры по этому разлому обусловили появление antecedentных участков долин рек Ясачная и Ханго, прорезающих постепенно поднимающийся край Туоннахского горста. Сама плоскость разлома Улахан выражена в современном рельефе прямолинейным уступом высотой около 10 м, к опущенному крылу разлома приурочены участки накопления молодых рыхлых осадков.

Низкогорный рельеф присущ Яно-Аньюйской области, относительно малая расчлененность водоразделов которой во многом определена слабой сопротивляемостью слагающих область пород верхоянского комплекса процессам денудации. Низкогорные ландшафты возникли в бассейнах рек Колыма, Балыгычан, Сугой в области невысоких темпов неотектонических поднятий. Относительная тектоническая стабильность привела

к длительной денудации, широкому развитию выровненных поверхностей — реликтов палеогеновых и раннеплейстоценовых поверхностей выравнивания, лучше всего сохранившихся в районах, прилегающих к межгорным впадинам. Возраст их определяется сопряженностью с днищами кайнозойских впадин, выполненных палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями. Различаются расчлененное и сглаженное низкогорье.

Расчлененное низкогорье занимает центральную часть территории. В его пределах распространены водоразделы со средними абсолютными высотами 700–800 м, вытянутые в основном в меридиональном направлении. Относительные превышения водоразделов над днищами долин составляют 150–400 м. Водоразделы в большинстве случаев имеют волнистый характер, они ограничены выпрямленными, реже слабо-выгнутыми склонами с крутизной 15–25°. На правом берегу нижнего течения р. Балыгычан в пределах расчлененного низкогорья выделяется неотектоническое купольное поднятие площадью около 400 км<sup>2</sup>, с формированием которого связана перестройка речной сети. Речные долины притоков р. Нягаин здесь были перехвачены притоками р. Балыгычан, вследствие чего они имеют резкие коленообразные изгибы. К центральной части поднятия к долине руч. Дамир и ее южному продолжению приурочена смешанная терраса с цоколем переменной высоты от 5 м на юге до 80–100 м на севере в месте перехвата. Мощность аллювия на этой террасе 2–10 м, время его формирования — каргинское межледниковье.

Речная сеть разработанная, но менее густая, чем в области среднегорья. Крупнейшие реки имеют субмеридиональное простираие, протекают в северном направлении; впадающие под углом притоки образуют перистый рисунок гидросети. Долины водотоков обычно асимметричные, корытообразные с хорошо развитыми террасами 3–5-метрового уровня, имеются и фрагменты террас более высоких уровней. Продольный профиль водотоков относительно пологий, уклон составляет 0,01–0,02. Местами, как, например, по южному обрамлению Сеймчано-Буяндинской впадины, встречаются реликты поверхности выравнивания 600-метрового уровня, где присутствует хорошоокатанная галька осадочных пород. Спорово-пыльцевые пробы, отобранные из суглинистых отложений в шурфе, пройденном на правом берегу р. Буянда, указывают на раннеоплейстоценовое время ее формирования.

Сглаженное низкогорье выделяется на нескольких участках территории, наибольшую площадь оно занимает на междуречье Колыма–Балыгычан. Ему свойственны широкие (до 1,5 км) плавные водоразделы, увенчанные выпуклыми плоскими вершинами с абсолютными отметками 450–550 м. Относительные превышения их над днищами долин составляют 100–250 м. Склоны гор делювиальные и делювиально-солифлюкционные со средней крутизной 5–10°, в верхней части слабовыпуклые, в нижней — слабоогнутые. Речная сеть имеет зрелый или дряхлый облик; относительно редкие притоки слабо разветвлены. Долины водотоков широкие (2,5–3,5 км) корытообразные, террасированные, почти повсеместно

прослеживаются аккумулятивные террасы 3–5- и 8–10-метровых уровней. Уклон водотоков составляет 0,002–0,007.

Примечательной чертой сглаженного низкогорья является наличие совершенно плоских субгоризонтальных водораздельных площадок шириной до 2–2,5 км на уровне 400–500 м, которые являются реликтами поверхности выравнивания. На этих площадках почти повсеместно присутствуют суглинки и супеси с редкой щебенкой и окатанной галькой и валунами осадочных пород — остатки почти уничтоженного денудацией покрова палеогеновых и неогеновых отложений, сохранившихся в неотектонических впадинах и палеодолинах. Местами устанавливаются коры выветривания, представленные красно-бурыми, желтыми, иногда сизыми глинами. В минералогическом спектре шлихов из этих кор характерна большая изменчивость минералов, ожелезнение, присутствие лейкоксена и сидерита. Поверхность выравнивания иногда полого, а иногда ступенчато, по системе неотектонических нарушений, погружается к впадинам. По мере удаления от впадин участки поверхности выравнивания становятся меньше, сокращается их общая площадь и постепенно плосковершинный рельеф сменяется низкогорьем с широкими сглаженными водоразделами. На былое существование поверхности выравнивания указывают лишь общее равновысотное положение водоразделов и отдельные небольшие (до 1–2 км<sup>2</sup>) плоские площадки на вершинах пологих гор.

### **Структурно-денудационный рельеф**

Выделяется несколько разновидностей структурно-денудационного рельефа, сформированного на тех или иных геологических образованиях: это участки рельефа, связанного с вулканическими плато, с массивами гранитоидов, рельефа, сформированного на складчатом основании и на рыхлых кайнозойских образованиях.

Рельеф, сформированный на вулканических плато, может быть выделен на юго-западе территории, в пределах среднегорья, где имеются пологолежащие покровы базальтов мыгдыкитской свиты. Наиболее значительный по площади покров базальтов располагается в верховьях р. Ола (Ольское плато). На этом практически отпрепарированном покрове на высоте около 1600 м сформирована плоская или слабо наклоненная (5–10°) поверхность, обрамленная крутыми и отвесными структурно-денудационными скальными и обвально-осыпными уступами высотой до 50–60 м. Относительные превышения поверхности над днищами долин 550–650 м, склоны структурно террасированы.

В пределах среднегорья и расчлененного низкогорья выделяются изометричные горные массивы высотой 1500–1800 м и относительными превышениями до 600–1100 м, которые представляют собой вскрытые гранитоидные массивы. Они четко выражаются отрицательными аномалиями в гравитационном поле и, вероятно, испытывают изостатическое поднятие. Особенно выделяются массивы Бол. Каньон, Бохапчинский и другие подобные интрузивы. Они характеризуются крутосклонным рельефом

с узкими скалистыми или массивными сглаженными водоразделами с площадками криогенной планации. Наиболее высокие водораздельные гребни сопровождаются ледниковыми цирками и карами позднеплейстоценовых оледенений. Иногда над поверхностью возвышаются останцы гранитов причудливой формы. Склоны отличаются слабой степенью эрозионного расчленения, обычно покрыты осыпями крупноглыбового делювия, сопровождаются нагорными террасами. Долины имеют V-образный поперечный профиль с относительно крутыми бортами.

В бассейнах рек Бохапча, Оротукан, Купка в области сглаженного среднегорья и расчлененного низкогорья выделяются относительно небольшие (до 150 км<sup>2</sup>) возвышенные участки, представляющие собой ядра антиклиналей с выходами пермских ороговикованных пород. Для этих участков предполагаются нескрытые гранитоидные массивы — изостатически неуравновешенные магматические диапиры. На фоне окружающего рельефа они обособляются заметными возвышенностями с абсолютными высотами в пределах 1000—1500 м, относительные превышения 300—500 м. Характерна взаимосвязь направлений узких водоразделов с элементами разрывной тектоники и простираением часто присутствующих здесь даек, склоны относительно крутые с элементами ступенеобразного профиля.

Особого вида структурно-денудационный рельеф холмисто-увалистого типа присущ участкам обнажающихся рыхлых палеогеновых и неогеновых отложений в пределах неотектонической Сеймчано-Буюндинской впадины. На северо-западе впадины холмисто-увалистый рельеф на палеогеновых галечниках сформирован в результате блоковых поднятий небольшой амплитуды. Здесь выделяются субмеридионально ориентированные пологие увалы, возвышающиеся над днищами долин на 80—150 м. Отдельные холмы в виде куполовидных вершин достигают высоты в 200—300 м. Склоны увалов прямые, а у основания слабовогнутые с делювиально-солифлюкционными шлейфами у подножий. Крутизна склонов составляет в среднем 2—5°. Долины водотоков широкие с асимметричным поперечным профилем. Крайняя юго-восточная часть впадины на участке развития неогеновых галечников имеет холмистую поверхность, пологие конусовидные холмы высотой до 10—15 м и шириной до 50—80 м сложены песком с суглинками и редкими валунами. Между холмами часто наблюдаются озера диаметром 40—60 м, иногда они вытягиваются цепочкой, соединяясь друг с другом ручьями.

### **Аккумулятивная группа**

Аккумулятивный рельеф на территории развит в той или иной мере повсеместно и, в зависимости от преобладания того или иного рельефообразующего фактора разделяется на следующие главные генетические типы: флювиальный, бассейновый, гляциальный и криогенный.

**Ф л ю в и а л ь н а я   п о д г р у п п а.** Рельеф, созданный речной аккумуляцией, особенно характерен для широкой (до 20 км) и террасированной

долины р. Колыма ниже Колымской ГЭС, для ее основных притоков, а также для наиболее крупных рек Охотского побережья в пределах неотектонических впадин. На большей части территории речная аккумуляция проявлена в долинах повсеместно; лишь местами — в устьях и сужениях — террасы и пойма отсутствуют или завуалированы склоновыми отложениями. В долине р. Колыма распространены террасы нескольких уровней, особенно четко выступает терраса первого уровня (10–12 м), она прослеживается по всей длине по обоим бортам долины. Ширина ее колеблется от 100–200 м до 1–2 км, на поверхности встречаются заболоченные участки и нередко располагаются озера. Бровка ее выражена четко, наклон в сторону русла незначительный, терраса часто бывает цокольной. Наиболее полно проявлена серия террас по р. Колыма на участке между устьями рек Дебин и Среднекан, в том числе в районе Больших Излучин, выше пересечения ею Сеймчано-Буюндинской впадины. Кроме почти повсеместно развитых низких террас, отчетливо выражены 15–20-метровая кубалахская и 27–30-метровая юглерская аккумулятивные террасы поздненеоплейстоценового возраста и менее четко — с размытыми бровками и завуалированными тыловыми швами — 50–70-метровые ранне- и среднеоплейстоценовые цокольные террасы по рекам Дебин и Колыма.

Сложный террасовый комплекс наблюдается в районе Больших Излучин, имеющих эпигенетический характер. Здесь уже почти на водораздельных пространствах выделяются коренные и цокольные террасы 260–280, 300–320-метровые и более высокие террасы. Поверхность их слабонаклонная, бровка выражена уступом высотой 25–30 м. Здесь же находятся две отмершие излучины Колымы, в их пределах прослеживаются остатки террас 25–30, 50, 60–70, 100–130-метровых уровней. Бровки их плохо выражены, а поверхность сильно заболочена. Поймы мелких водотоков в отмерших излучинах по высоте совпадают с террасой 10–12-метрового уровня Колымы.

Ниже устья р. Буюнда пойма и низкие террасы занимают почти все днище долины р. Колыма. Позднеоплейстоценовая 20-метровая и среднеоплейстоценовая 30–40-метровая террасы представлены в основном полуразмытыми террасоувалами. Долина р. Колыма в северной части территории шириной от 5 до 15 км и имеет вид типичной флювиальной равнины. Здесь довольно отчетливо выделяются широкие голоценовая пойма и плейстоцен-голоценовая надпойменная терраса. Отмечаются также реликты позднеоплейстоценовой и среднеоплейстоценовой террас. Верхняя терраса среднеплейстоценового возраста возвышается над поймой на 30–60 м и прослеживается вдоль западного борта долины. Уступ ее четко выражен, поверхность террасы бугристая, закраина во многих местах перекрыта делювиально-солифлюкционным чехлом. Геоморфологическое строение низовий долин рек Буюнда, Балыгычан, Сугой во многом близко устройству этого отрезка долины р. Колыма.

**Бассейновая подгруппа.** В пределах Сеймчано-Буюндинской неотектонической впадины речной аккумуляцией созданы высокая и



низкая поймы и первая (6–8 м) надпойменная обычно бесцокольная терраса. Они вложены в поздненеоплейстоценовую озерно-аллювиальную равнину, местами с сильно заболоченной поверхностью, с большим количеством озер и относительными высотами не более 10–15 м. Формирование рельефа озерно-аллювиальной равнины тесно взаимосвязано с процессами эрозии и термокарста.

Западная часть равнины от низкогорья отделяется уступом северо-западного направления. В поздненеоплейстоценовое время, по мнению И. А. Панычева [79], впадина поднималась, об этом свидетельствует наличие террас высотой 3–5, 30, 50 и 100 м. Это поднятие было неравномерное, блоковое, отставала в поднятии восточная часть, западная часть впадины и в настоящее время размывается Колымой. Река здесь широкая (до 2 км), заболоченная, с большим количеством старичных озер, высокая пойма возвышается на 3–5 м, ее ширина до 6 км, повсеместно заболочена.

Восточная часть впадины — это холмистая пологая равнина, постепенно выполаживающаяся к северу, в сторону поймы р. Буюнда. Абсолютные отметки 200–300 м, относительные превышения холмов над днищами долин не более нескольких метров. Здесь выделяются крупные участки равнины, занятые озерно-аллювиальными и озерно-болотными отложениями. Участки озерно-аллювиальных отложений имеют ровную плотную поверхность, покрытую супесью с галькой, здесь проявлены полигональные формы мерзлотного процесса, имеются термокарстовые озера. На участках озерно-болотных отложений болота образуют характерный микрорельеф чередующихся торфяных гряд и плоских мочажин (20–50 м), в совокупности создающих концентрически-дихотомический рисунок. Водотоки часто теряются среди заболоченной равнинной поверхности. Над поверхностью равнины на 40–60 м возвышаются плоские изометричные останцы обтекания, выработанные перемещающимися руслами реки. Пойма р. Буюнда в пределах равнины резко расширяется (до 2–2,5 км), русло реки фуркирует и меандрирует. Характерными формами являются соры и многочисленные веера блуждания. В рисунке распределения стариц и старичных озер интерпретируется постепенное смещение русла реки по поверхности равнины в восточном направлении в полосе шириной до 20 км.

Гляциальная подгруппа. Ландшафты, созданные ледниковой аккумуляцией, наиболее выразительны в области Охотско-Колымского водораздела, в бассейне р. Колыма они проявлены лишь в наиболее высоко поднятых горных хребтах и массивах, подвергшихся поздненеоплейстоценовому оледенению. Морены зырянской эпохи развиты очень широко. Они, как правило, залегают в троговых долинах, отличаются слабой сохранностью конечных валов, высота которых составляет 30–40 м. После каргинского потепления, приведшего к деградации ледников, наступило сартанское оледенение. Морены сартанской стадии оледенения ограничены междуречьями с альпинотипным рельефом. Они залегают в глубоких трогах, цирках и карах, отличаются от зырянских меньшими размерами ареала распространения и лучшей сохранностью. Водно-ледниковые

потоки сформировали плоские или слабо всхолмленные зандровые равнины, протягивающиеся от конечных моренных валов на 15–25 км. Вдоль долин крупных рек они переходят в надпойменные террасы высотой до 30–40 м (чаще 15–20 м).

На правобережье верхнего течения р. Яма, по данным М. А. Гай, И. М. Эпштейна [24], участки депрессий в рельефе представляют собой холмистые равнины, где развиты разнообразные аккумулятивные формы ледникового рельефа. Значительные площади принадлежат к холмисто-западинному рельефу основной морены эпохи зырянского оледенения; это слабо всхолмленная поверхность с многочисленными впадинами и замкнутыми бессточными котловинами, занятыми мелкими озерами и болотами. Основная морена зырянского оледенения эродирована языками морены горно-долинных ледников эпохи сартанского оледенения. Моренные отложения создают холмисто-грядовый рельеф с валами конечной и боковой морен, мелкими озами и камами. Конечные моренные гряды представляют собой широкие валы высотой до 100–120 м.

Морены, распространенные по краю Верхнекупкинской впадины, имеют бугристую поверхность. В западинах между буграми наблюдаются многочисленные высыхающие летом озера. Руслу современных водотоков врезаны в ледниковые отложения на 10–15 м. В восточной части впадины распространены валы конечных морен длиной от нескольких сот метров до 2–2,5 км. В плане они имеют форму дуг, обращенных выпуклой стороной вниз по долине. Высота валов 10–30 м, ширина у основания 50–100 м, внешние склоны валов круче внутренних. Ниже валов конечных морен простираются обширные зандровые поля [83].

Своеобразный холмисто-увалистый рельеф сформировался у подножия горных массивов в верховьях р. Сеймчан. Поздненеоплейстоценовые ледники выносили в пониженные участки огромные массы рыхлого материала. После отступления ледников значительные пространства оказались перекрытыми плащом ледниковых и флювиогляциальных отложений. Холмисто-увалистая равнина с озерными котловинами и валами конечных морен оказалась прорезанной каньонообразными долинами водотоков, текущих с Большого Каньонского массива. У подножия массива наблюдаются троговые долины, озы и широкие полосы флювиогляциальных отложений.

На отдельных участках в краевых частях долин рек Колыма и Балыгычан выделяются полого-наклоненные поверхности присклоновых накоплений, они обычно перекрывают закраины речных террас. Эти образования, представленные делювиально-пролювиальными шлейфами из слившихся конусов выноса поздненеоплейстоцен-голоценового возраста, созданы в результате плоскостного намыва и действия временных потоков. Они протягиваются на 20–30 км вдоль бортов долин при ширине до 5 км.

**Морская подгруппа.** Морская аккумуляция проявлена лишь на юго-востоке территории, на побережье залива Шелихова. Формы рельефа, созданные морской аккумуляцией, развиты очень незначительно, большая часть береговой линии представляет собой аккумулятивные абрази-

онные клиффы, отделенные от моря узкой прерывистой полосой крупноглыбового пляжа. Лишь отдельные неотектонические впадины выходят к береговой линии открытого моря (приустьевые участки рек Тахтояма и Вилига), где сохранились аллювиально-морские террасы высотой 20–60 м. В настоящее время продолжается общая послеледниковая трансгрессия Охотского моря, уровень которого в сравнении с уровнем моря эпохи зырянского оледенения поднялся на 120 м, а сартанского — на 70 м, в то же время прибрежная равнина местами поднимается и недавно существовавшие лагуны теперь представляют собой озера, изолированные от моря береговыми валами (пересыпями). Аккумулятивные морские террасы высотой 6 и 15 м развиты на небольших участках побережья, в приустьевых частях рек и крупных ручьев, здесь же наблюдаются береговые валы высотой 1–5 м. В устьях всех водотоков находятся бары, ограничивающие лиманы; ширина баров достигает 400–500 м, а высота 8–10 м.

В северной части морского побережья в зоне шириной до 3 км развит абразионный рельеф. Вдоль всего берега залива протягивается абразионная терраса высотой 20–40 м, поверхность ее полого наклонена в сторону моря. К северо-востоку от устья р. Угулан суша обрывается к морю крутым уступом, высота которого изменяется от 30 до 500 м. Береговая линия на этом участке извилистая с большим количеством мелких бухточек и мысов. На расстоянии до 100 м от берега встречаются многочисленные кекуры высотой до 25 м.

Часть акватории Охотского моря, заходящая на территорию листа, образована материковой отмелью (шельфом). Она представляет собой абразионно-аккумулятивную поверхность в зоне волнового воздействия (примерно до глубины 50 м) и в зоне слабого волнового воздействия. Вблизи берега подводный склон имеет небольшой уклон, присутствуют подводные абразионные террасы (бенчи). На мелководном шельфе залива Шелихова у устьев рек Тахтояма и Угулан выделяются довольно обширные (до 400 км<sup>2</sup>) шлейфы, сложенные аллювиально-морскими (дельтовыми) галечниками, сменяющимися в глубь моря песками и далее алевритами, мощность дельтовых отложений не менее 10 м.

**Криогенная подгруппа.** Мерзлотные процессы участвуют в формировании всех типов рельефа, но наиболее значителен их вклад в пределах аккумулятивной группы. В центральной части равнины Сеймчано-Буюндинской впадины довольно широко проявлены полигональные грунты и термокарстовые озера. Такие же явления, по данным Б. М. Гусарова [33], более характерны и интенсивны для широкой долины р. Колыма в северной части территории, здесь они рассматриваются в качестве основных агентов преобразования поверхности флювиальной равнины. К действенным явлениям мерзлотного процесса относится образование трещинно-полигонального микрорельефа, возникающего на основе морозобойных трещин. Трещины образуют сеть, ячеи которой имеют форму многоугольников с пятью-шестью сторонами. Размеры отдельных ячеей достигают 25–30 м в поперечнике, ширина разделяющих их трещин 1–1,5 м при глубине до 1 м. Поверхность блоков обычно слабоогнута заболоченная; в местах сопряжения трещин иногда можно наблюдать

неглубокие озерки. Процессами протаивания обусловлены широко проявленные в пределах равнины термокарстовые формы рельефа. На участках распространения полигональных форм можно наблюдать начальную стадию развития термокарста. Здесь образуются озера и западины небольшой (0,5–2 м) глубины неправильной формы, часто со следами полигонов по периферии впадин. Наиболее зрелые термокарстовые формы приурочены к части равнины вблизи русла р. Колыма. Широко развитые здесь западины, ложбины с заболоченными озерами, соединяясь между собой, образуют аласы. Аласные понижения обычно заболочены, включают озера, по берегам озер наблюдается кайма зарастания. Первичная поверхность равнины сохраняется в виде разобщенных останцов, имеющих в плане неправильную изрезанную форму. В плане это куполовидные плосковершинные холмы, гряды и увалы, возвышающиеся над аласами на 8–10 м.

### Техногенная группа

В некоторых частях территории на ландшафт низкогорья заметное влияние оказывает деятельность человека. В долинах водотоков, в пойме и на низких террасах (до 30 м) в связи с разведкой и разработкой россыпных месторождений золота, образовано большое количество искусственных котлованов площадью до 3000 м<sup>2</sup>, отвалов торфов и переработанных пород, следов разведочных выработок. В долинах водотоков в западной части территории, а иногда и с выходом в приводораздельные пространства проведены масштабные вскрышные работы. Техногенные отложения в поймах долин рек Среднекан, Оротукан, Колыма, Дебин представлены карьерами, насыпными отвалами с глыбами, щебнем и галькой пород обычно с песчаным заполнением, песчаным и суглинистым материалом хвостохранилищ и отстойников промывочных вод, локальными рекультивированными участками. Рекультивация производится еще недостаточно, но в долине р. Оротукан уже имеются значительные по площади выровненные пространства вторичного рельефа, постепенно зарастающие кустарником и травами.

В соответствии с тектоно-геоморфологической контрастностью рельефа довольно обоснованно возможно выделение разномасштабных морфоструктур, сформированных в определенные этапы континентального развития территории. Например, могут быть выделены крупнейшие морфоструктуры Яно-Колымской системы и Охотско-Чукотского пояса, они подразделяются на морфоструктуры более высоких порядков. Отмечается определенная связь полезных ископаемых с морфоструктурами. Так, например, Охотско-Чукотской морфоструктуре отвечает металлогенический пояс с золото-серебряным оруденением, морфоструктуре Омсукчанского хребта — олово-серебряная минерагеническая зона, многим мелким куполовидным морфоструктурам соответствуют рудные узлы. Морфоструктурный анализ территории помогает надежному оконтуриванию рудных узлов, решению вопросов эрозионного среза коренных источников металлоносных россыпей.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Горный рельеф территории формировался с позднеюрской орогенной стадии развития, в дальнейшем большое значение имели процессы меловой и неотектонической активизации. Денудационные процессы в зависимости от структурных факторов и литологии пород выработали современный рельеф, при этом распределение основных типов денудационного рельефа (среднегорья и низкогорья) в целом соответствует тектоническому районированию территории.

В неотектонический этап на фоне общей тенденции поднятия территории отчетливо проявилась дифференциация блоковых тектонических движений, что в частности выразилось в образовании межгорных впадин, заполнявшихся мощными толщами осадков. Периодически они сменялись эпохами ослабления движений, что приводило к развитию процессов выравнивания и образованию равнинного рельефа, причленявшегося к базисной поверхности денудации.

В конце палеогена территория представляла собой горную страну, вероятно, менее расчлененную, чем в настоящее время, аккумуляция материала происходила лишь в Сеймчано-Буюндинской впадине и во впадине Охотского моря. Сеймчано-Буюндинская впадина была асимметрична, ее юго-западный край, где проходит разлом Улахан, был крутой и, по-видимому, более погруженный. Заполнение впадины осадками происходило в озерно-аллювиальных, временами озерно-болотных условиях с подчиненной долей аллювиальной составляющей. Остальная территория подверглась денудации, и был сформирован пенепплен, предположительное существование которого намечается лишь в отдельных случаях. В неогене контрастные блоковые движения привели к разрушению предыдущих морфоструктур, а некоторая стабилизация движений обусловила, вероятно, формирование нового пенепплена и образование межгорных впадин, таких как Тасканская, Верхнесударская и Верхнекупкинская. По-видимому, сохранили тенденцию к погружению Сеймчано-Буюндинская впадина и впадина Охотского моря. Неравномерность и прерывистость поднятия оживляли речную эрозию и превратили былой пенепплен в плоские водоразделы между долинами. В зависимости от амплитуды движений блоков, поверхность пенепплена была перемещена на разную высоту. Наиболее характерны реликты этой выровненной поверхности для области низкогорий, где они часто встречаются на различных гипсометрических уровнях от 450–500 до 550–600 м. Вероятно, часть из этих плоских водоразделов сформирована уже в процессе раннеолейстоценовой эпохи стабилизации, проявление которой также интерпретируется на территории и иногда подтверждается данными изучения реликтов кор выветривания.

Вместе с тем разрушение пенеппленов в последующем и размыв кор выветривания знаменуют собой начало кайнозойской эпохи россыпеобразования. Рыхлый материал поверхностей выравнивания может рассматриваться в качестве важного промежуточного коллектора рудных компонентов. Так, на правом берегу р. Среднекана многие ложковые россыпи

золота берут начало с плоских водоразделов, где наблюдаются разрушенные остатки ранненеоплейстоценовых красно-бурых галечников.

С началом плейстоценовой эпохи связывается интенсивное воздымание горной страны территории и новое усиление дифференцированных тектонических движений, что привело к переработке рельефа. В раннеплейстоценовую пору продолжали прерывисто развиваться заложенные ранее впадины, в том числе наиболее крупная Сеймчано-Буюндинская и впадины Охотского побережья. Сеймчано-Буюндинская впадина по-прежнему была асимметрична, в составе отложений устанавливается снижение роли грубообломочного материала от более крутого южного края в северном направлении. Влажный и сравнительно теплый климат, господствовавший здесь, обусловил существование полноствольных темно-хвойных лесов. Нисходящими движениями отличалась и впадина Охотского моря, что выразилось в интенсивной эрозии реками Охотского побережья, перехват ими долин верхних течений рек (Бохапча, Малтан), впадающих в Колыму.

Прерывистое воздымание территории отражено в формировании локальных выровненных поверхностей, в развитии речных долин с комплексами террас. Наиболее полный комплекс террас наблюдается в долине р. Колыма в центральной части территории, при этом высокие террасы все цокольные или эрозионные. Их присутствие отражает поступательное воздымание, прерывающееся на короткие стадии, в течение которых вырабатываются эти террасы. Можно предположить существенную сохранность положения реки Колыма в течение всей эпохи, на что указывает наличие эпигенетических меандр в междуречье Оротукан—Среднекан с полным террасовым комплексом. Развитие северной части территории отличается некоторой стабилизацией и формированием террас только поздненеоплейстоценового времени. Речная сеть формировалась на протяжении всего плейстоцена, однако реконструкция ее весьма затруднительна, в связи с недостаточной сохранностью ее элементов. Лишь в отдельных случаях обнаруживаются сквозные долины позднелепесточенового времени, преобразованные уже в современную эпоху. В прямой зависимости от направленности рельефообразующих процессов (при наличии коренных источников) находятся предпосылки россыпеобразования. Юго-западная часть территории представляет собой область длительного восходящего развития, что является благоприятным фактором для формирования и преобразования россыпей, так как здесь происходит интенсивный перемыв накопившегося аллювия. Промышленные россыпи золота и олова обнаруживаются главным образом в основании аллювиальных галечников позднелепесточеновых террас и голоценовых пойм золотоносных водотоков.

На развитие рельефа территории в плейстоценовую эпоху оказали влияние оледенения, обусловленные мощным похолоданием климата. Среднелепесточеновое самаровское оледенение предполагается для южной части территории, где область среднегорья, по-видимому, подверглась полупокровному оледенению, о чем свидетельствуют эрратические валуны, присутствующие на гипсометрических уровнях 800—850 м.

Направление движения ледников определялось общим уклоном горного массива. Сформировавшиеся ледниковые отложения были почти полностью уничтожены последующими зырянским и сартанским ледниками.

В позднелейстоценовую пору центры оледенения располагались на участках максимальных поднятий. Зырянское оледенение было весьма значительным, ледники выходили в пределы депрессий. Мощность льда, судя по многочисленным находкам эрратических валунов на водораздельных грядах и в пределах депрессий, составляла около 200 м, а в узких долинах возрастала до 500 м. Последующее оледенение — сартанское — было менее интенсивным, типично горно-долинное. Ареал сартанского оледенения в 2–3 раза меньше предшествующего ему зырянского. Мощность льда в трогах достигала 300–350 м, а при выходе в депрессию уменьшалась до 100 м. Водно-ледниковые потоки сформировали плоские или слабо всхолмленные зандровые равнины (Верхнекупкинская впадина, верховья р. Сеймчан), переходящие в надпойменные террасы высотой 15–20 м.

К современной эпохе район превратился в область общего медленно и устойчивого поднятия, о чем свидетельствует повсеместная глубинная эрозия водотоков. В конце позднего неоплейстоцена в связи с денудационными и сопряженными с ними аккумулятивными процессами оформились основные черты современного горно-долинного рельефа. В голоцене продолжается интенсивное воздымание, в результате эрозии образовалась первая надпойменная терраса, высокая пойма, формируется низкая пойма. Район залива Шелихова характеризуется довольно стабильной обстановкой, на большей части залива господствуют застойные явления. Дифференцированные движения отдельных участков территории, очевидно, продолжают и в настоящее время, к разломам северо-западного простирания приурочены тектонические и гравитационные палеосейсмодислокации, иногда здесь фиксируются ощутимые землетрясения. К зоне разлома Улахан приурочено несколько очагов сильных землетрясений магнитудой до 5,4, что свидетельствует о его неотектонической активности [86].

---

---

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие по имеющимся данным можно проследить с различной степенью достоверности для разных частей территории. В случаях недостаточной обнаженности того или иного интервала геологического разреза судить о геологической истории можно только в предположительной форме; минимальные данные имеются по наиболее глубинным горизонтам земной коры. К наиболее ранним этапам геологической истории относятся процессы формирования земной коры, о которых можно судить только по косвенным данным. Считается, что основная часть территории листа располагается в области дорифейской коры континентального типа, предположительно более молодой (протерозойский) возраст имеет континентальная кора по южной периферии территории. В целом цепь геологических событий в том или ином объеме может быть намечена поэтапно в соответствии с выделенными структурными этажами и ярусами.

### Архейско-раннепротерозойский этап

Метаморфический комплекс, отвечающий этому этапу, в пределах территории погружен на значительную глубину и непосредственному изучению недоступен. Восточнее, в границах Омолонского массива комплекс слагает выступы фундамента, местами обнажен, но обычно располагается на глубине 2–4 км и имеет субгоризонтальную поверхность. К западу, по материалам сейсмического профиля, он погружается на глубину 5–10 км и вблизи территории листа — до 12–15 км. На этой же глубине пакетами сейсмических отражений на сейсмическом профиле 2-ДВ комплекс прослеживается и через территорию листа, где его поверхность имеет волнистый рельеф.

Дорифейский этап развития должен рассматриваться как время образования континентальной земной коры, чему способствовали неоднократные этапы гранитизации, хорошо документированные в пределах Омолонского массива [36]. Изучение метаморфических комплексов на Северо-Востоке Азии выявляет, что в течение ранней стадии происходило формирование базитовой (протоокеанической) оболочки, представленной реликтовыми телами амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев и амфиболовых эклогитов самой нижней части разреза докембрия Омолонского массива. В формировании «гранитно-метаморфического»



слоя земной коры определяющее значение имели процессы гранитизации, сопровождавшиеся ростом гранитогнейсовых куполов. Синхронно с ростом куполов на смежных участках происходило формирование супра-крупных толщ, среди которых большая роль принадлежит парагнейсам, доломитовым мраморам и кальцифирам. Это свидетельствует о том, что уже тогда существовали бассейны осадконакопления, хотя в низах разреза преобладают магматогенные породы, отчасти они имели и вулканогенное происхождение (контрастная плагиориолит-базальтовая ассоциация). Реконструкция структуры кристаллического фундамента Яно-Колымской системы позволяет наметить контуры Колымо-Омолонского гнейсового свода, к краевой части которого относится большая часть территории листа. Некоторые выводы о времени формирования коры можно сделать по результатам изотопно-геохимического изучения магматических пород и рудных объектов, имеющих глубинный источник. Основная часть территории листа располагается в области коры континентального типа, сформированной, как считается, в дорифейское время. В более восточных районах (Омолонский массив, Хетагчанское поднятие) рудные месторождения характеризуются примитивным ураногенным свинцом, типоморфным для геологических структур с архейским субстратом. Существенно отличается характер земной коры юго-восточной периферии территории, где по меньшей мощности и строению сейсмического разреза выделяется зона коры переходного типа. Возраст коры здесь предполагается более молодой (протерозойский), что в какой-то степени согласуется с Sm-Nd датировками (740–450 млн лет) габброидов ранних фаз Магаданского батолита за южной границей листа [6].

### **Рифейско-ранне-среднепалеозойский этап**

Крупный рифейско-ранне-среднепалеозойский этап характеризуется разнообразием геологических событий и может быть подразделен на ряд подэтапов.

**Рифейский подэтап.** О рифейском подэтапе можно говорить только на примере Приколымского поднятия, в пределах которого в средне-позднерифейское время в относительно подвижной обстановке происходило активное осадконакопление. Здесь реконструируется меридиональный прогиб, вместивший мощные толщи преимущественно терригенных осадков. При этом, как выявляется при изучении более обширной площади, разрезы Западной и Восточной зон поднятия существенно отличались, а в позднем рифее в осевой зоне Приколымья севернее территории листа возникла меридиональная, вероятно, рифтогенная структура с проявлениями контрастного базальт-риолитового вулканизма субщелочного ряда. Карбонатные и терригенные осадки в рифее накапливались в условиях мелководного шельфа, теплый климат и мелководье моря обусловили распространение простейших представителей растительного мира и локальное накопление осадочных железных руд. По-видимому, существовали и участки суши, где происходило выветривание и

окисление обломочного материала. Присутствие кварцитовидных песчаников может быть объяснено источниками сноса (поднятиями кристаллического фундамента), претерпевшими глубокое длительное выветривание. Красноцветные отложения из морского ложа и с берегового пространства были источником сингенетичного накопления меди в осадках [116]. Можно предположить, что подобные условия терригенного осадконакопления распространялись и далее к югу; эти предположения основываются на сходстве с породами Приколымья изученных А. П. Фадеевым ксенолитов в вулканитах Охотско-Чукотского пояса [102]. По-разному развивавшиеся структуры Западной и Восточной зон Приколымья в результате активных тектонических движений в конце рифея были спаяны в единую массу и в дальнейшем развивались совместно, хотя тектонический шов сохранял свою активность и в дальнейшем. Терригенно-карбонатные толщи пород были метаморфизованы в зеленосланцевой фации, вдоль активных тектонических зон степень преобразований повышалась до амфиболитовой фации.

**Венд-кембрийский подэтап** выражен неполно. В целом он характеризуется некоторой стабилизацией режима и регрессивным характером осадконакопления. Присутствующие на территории вендские неметаморфизованные отложения несогласно перекрывают неравномерно метаморфизованные рифейские толщи [97]. Породы сяпкинской свиты относятся к красноцветной терригенной формации мелководно-морского (пляжного) генезиса, включающей металлоносные (титан-цирконовые) слои [117]. Кембрийские отложения на территории отсутствуют, имеются выходы севернее, сразу же за северной границей. На Приколымье с началом кембрийского периода совпадает активизация блоковых движений, установление режима эпиконтинентального мелководного бассейна — составной части обширного Сибирского моря, сообщавшегося с бассейнами других областей [23]. Кембрийские отложения в основании представлены пестроцветными (гематитизированными) песчаными осадками мелеющих и опресняющихся бассейнов, сменяющимися пестроцветными доломитовыми и известковистыми образованиями лагунно-литоральных фаций.

**Раннепалеозойский подэтап.** В ордовикский период произошли расколы фундамента и существенные погружения линейных блоков, с началом ордовикского периода совпадает усиление трансгрессии морского режима. Анализ фациальных и биоценетических особенностей отложений свидетельствует о постоянной связи бассейнов Северо-Востока Азии с районами Сибири и Северной Америки и принадлежности к единой Канадско-Сибирской провинции; по климатическим особенностям она, несомненно, относилась к тропической зоне [65]. В составе единого палеобассейна Северо-Восточной Азии выделяется Омuleвско-Селенняхская мегазона, состоявшая из нескольких зон. Наиболее полно представленные на территории Ясачненская и Ирюдийская зоны заключают полные и непрерывные разрезы ордовика и силура, они вмещают мощные (до 6000 м) шельфовые преимущественно карбонатные осадки. К северо-западу от рассматриваемой территории осадконакопление происходило преимущественно в депрессионной глубоководной зоне.

Накопление ордовикской трансгрессивно-регрессивной серии осадков происходило в две стадии. Первая стадия началась в тремадокский век расширением площади осадконакопления. Характерными чертами ее являются непрерывность осадочного процесса и асимметричное строение отложений: полно проявленная его трансгрессивная часть и сильно сокращенная локально проявленная регрессивная часть. В начальное время глинисто-алевроитово-известковые осадки накапливались в условиях внешней части шельфа. В позднем арениге процесс расширения площадей, занятых морем, достиг максимума, на территории листа и в ее окружении распространялся морской бассейн, а на площади Тасканской и Ясачненской зон (за пределами листа) образовался глубоководный желоб с некомпенсированным осадконакоплением. Преимущественно граптолитовые биоценозы с редкими мелкими тонкостворчатыми брахиоподами связаны с илистыми грунтами и затишной гидродинамической обстановкой. По юго-западному краю глубоководного прогиба с резкой сменой прослеживается ракушняково-известняковый комплекс прибрежных отложений. В среднем ордовике, в лланвирне завершается первая стадия ордовикской трансгрессии, восходящие движения в Верхояно-Колымском море привели к сокращению глубоководных обстановок и распространению на большой площади мелководных шельфовых образований.

Вторая стадия ордовикского цикла отличается от предшествующей симметричным строением отложений (одинаковое развитие получили трансгрессивная и регрессивная фазы) и завершенностью развития. В конце среднеордовикской эпохи началась новая обширная трансгрессия, значительно расширились площади глубоководных поясов. В центральной части Колымского бассейна снова стабилизируется устойчивая желобообразная депрессия, не компенсированная осадконакоплением в течение всей стадии. Здесь образовывались граптолитово-известково-глинистые илы с желваками кремней сокращенной мощности, лишенные бентосной фауны. Мелководный пояс в междуречье Ясачной и Поповки маркировал близость береговой линии, здесь появляются оолитовые, органогенно-обломочные известняки, седиментационные брекчии и конгломераты. Начало позднего ордовика отвечает регрессивной фазе, происходит заметная перестройка в размещении фациальных поясов. Широкую площадь от верховий р. Сеймчана занимает отмельный известняково-песчаниковый комплекс. К юго-западу этот комплекс внутренней части шельфа сменяется областью органогенных построек, где существовала цепь разных по размеру водорослевых биогермов, перемежающихся с ложбинами, возникла затишная гидродинамическая обстановка, благоприятная для расселения граптолитов. Конец стадии знаменуется более интенсивными восходящими движениями, приведшими к появлению на значительных площадях регрессивной лагунно-морской доломитово-мергельной формации, образовывавшейся в полосе приливно-отливного побережья или шельфовой лагуны с ограниченным водообменом.

Среднепалеозойский подэтап. Силурийский период, начавшийся со значительного углубления унаследованных от позднего ордовика фациальных поясов, характеризовался однонаправленным регрессивным

развитием бассейна. Начало раннесилурийской трансгрессии проявилось в смене светлоокрашенных позднеордовикских доломитовых мергелей и алевролитов черными кремнисто-глинистыми граптолитовыми сланцами. Большая часть территории оставалась приподнятой, в верховьях р. Сеймчан располагался известняково-песчаниковый комплекс отмельных зон. На внешнем южном склоне пояса мелководий были широко распространены водорослевые и коралловые биогермы. Полоса биогермов располагалась прямо на склоне и, вероятно, была приурочена к приподнятой части дна. Иногда биогермы выступали за уровень моря и размывались, поставляя галечниковый материал. В венлокский век началось постепенное обмеление и выполаживание дна бассейна без существенной перестройки в размещении фациальных поясов, в лудловский век происходило дальнейшее нивелирование и обмеление дна бассейна. В заключительную фазу силурийской стадии осадконакопления на обширной площади распространилась доломитово-терригенная красноцветная формация, область суши значительно расширилась. Красноцветные доломитово-терригенные осадки (мирнинская свита) относятся к поясу эвапоритов. Их лагунно-литоральный характер проявляется как в характерных структурах пород со знаками асимметричной ряби, так и в терригенном составе осадка и в пестроцветной окраске. Условия повышенной солености отразились в крайней бедности и угнетенности бентоса, а также в периодически наступавших условиях для накопления эвапоритов. Таким образом, к мирнинскому времени все глубоководные впадины, заложенные в раннем силуре, были заполнены осадками; повсеместно распространилось мелководное шельфовое море, которое с выдвиганием массивов суши с востока, юга и запада превращалось в засоляющиеся лагуны с ограниченным водообменом. Обширные территории Северо-Востока Азии представляли собой сушу с отчетливо аридным климатом.

В соответствии с принятым структурно-фациальным районированием ордовикско-силурийских отложений на Северо-Востоке Азии [65] подобное преимущественно карбонатное осадконакопление распространялось на всю северную половину территории листа. В центральной части территории намечается переход к Охотско-Омолонской области, для которой на глубине также предполагается присутствие раннепалеозойских отложений, однако, скорее всего, неполного стратиграфического объема, меньшей мощности и с более значительной ролью терригенного материала.

Активные тектонические движения в конце силурийского периода привели к существенным перестройкам структурного плана, что в восточных районах Омuleвского поднятия и на Приколымском поднятии выразилось в осушении территории и в преддевонском угловом несогласии последующего осадконакопления. Иногда такие движения рассматриваются в качестве тектонических коллизионных процессов на Северо-Востоке Азии [115]. Можно заметить, что в дальнейшем действительно произошла определенная стабилизация структур Индигиро-Колымской системы, в спектре тектонических движений явно превалировали восходящие тенденции. История седиментогенеза, эволюции органического мира, магматизма в среднем палеозое представляет собой результат взаимодействия

геологических процессов и факторов разного масштаба, но в целом она характеризуется существенно стабильными условиями. Рубеж силура и девона совпадает с началом первого крупнейшего среднепалеозойского цикла седиментогенеза, трансгрессия моря быстро распространилась на восток, занимая территорию Приколымской палеогеоморфоструктуры [22].

Терригенные базальные осадки раннелохковского времени трансгрессивно перекрывают подстилающие образования. К концу раннего лохкова на Приколымье и на Омuleвском поднятии начинают преобладать мелководные карбонатные, преимущественно доломитовые толщи. В районе р. Таскан формируется узкая внутришельфовая депрессия с застойным углеродисто-карбонатным седиментогенезом. На рубеже лохковского и пражского веков произошел резкий и кратковременный подъем уровня моря, выраженный в появлении пачки черных углеродистых сланцев и алевролитистых известняков, содержащих остатки разнообразных морских организмов; затем снова восстанавливается трансгрессивный режим. Рифогенные доломиты и известняки с разнообразными, но преимущественно бентосными организмами занимают всю Омuleвскую зону, отделенную от Приколымской зоны узкой полосой умеренно глубоководных высокоуглеродистых тонкотерригенных и карбонатных пород. Для пражского века характерен устойчивый морской режим.

Начало раннего эмса знаменуется новым и быстрым подъемом уровня моря, установлением теплого гумидного климата. В раннем эмсе расширяется область карбонатного седиментогенеза, на значительных площадях устанавливается режим застойного черносланцевого осадконакопления. На рубеже эмса и эйфеля произошло обмеление моря, выразившееся в локальном размыве верхнеэмских толщ. Начавшаяся затем трансгрессия привела к накоплению в центральной части Приколымья терригенных отложений, замещавшихся к периферии литоральными и лагунными песчано-глинистыми, доломитовыми и известковистыми осадками, на севере Ясачненской зоны происходят трещинные излияния лав основного состава, здесь формируется пестроцветная эффузивно-гиалокластическая толща.

С позднего живета начался новый среднепалеозойский цикл, в течение которого в основном определился общий план фациальной зональности; он начался трансгрессией и подъемом уровня моря. В сводовой части Приколымской палеогеоморфоструктуры существовала островная суша, окраины ее были областью накопления карбонатных (доломитовых и известняковых) толщ. Крупнейшая регрессия на рубеже раннего и позднего живета сопровождалась интенсивным и разномасштабным размывом ранее накопившихся толщ. На юге Приколымской и Омuleвской зон накапливались пестроцветные сублиторальные и лагунные песчаники и мергели. В позднем живете произошла палеофациальная перестройка и быстрая крупнейшая трансгрессия. Окраины Приколымской и Омuleвской зон заняла обширная область карбонатонакопления, характеризующаяся преобладанием чистых доломитовых и известняковых (иногда рифогенных) толщ.

Во франском веке происходило дальнейшее прерывистое повышение уровня моря, расширение акватории, очевидно, существовали обширные связи с акваториями других районов мира. На Приколымье отлагались пестроцветные терригенные, карбонатно-терригенные осадки (200–500 м) наземных и прибрежно-морских обстановок седиментогенеза. В конце позднего франа подъем уровня моря замедляется, происходит обмеление бассейна, с этим почти совпадает «кельвассерское» глобальное геологическое событие — катастрофическое вымирание подавляющего большинства организмов, кратковременная инверсия магнитного поля. Резкие колебания уровня моря; новый быстрый подъем его происходит в начале фамена. В раннем фамене Приколымье представляло собой периодически затапливаемую и осушаемую отмель с песчано-доломитовым седиментогенезом, окаймлявшуюся зонами мелководного и умеренно-мелководного, преимущественно карбонатного осаднения.

На рубеже раннего и позднего фамена в центральной части Приколымья в более стабильных обстановках отлагались умеренно-мелководные песчанистые и глинистые известняки, углеродистые известковистые сланцы. В конце фамена естественная геологическая эволюция региона и развитие органического мира внезапно прерываются («хангенбергское» событие), дестабилизируется магнитное поле, снижается уровень моря, вымирает большинство таксонов многих групп организмов. Затем в раннем турне происходит постепенное восстановление условий седиментогенеза, и с заметным отставанием сообществ организмов продолжается общая медленная трансгрессия моря. На рубеже турнейского и визейского веков на большей части территории существовали мелководные и умеренно-мелководные обстановки карбонатного седиментогенеза. В позднем визе продолжалась трансгрессия моря, климат, вероятно, стал прохладнее, несколько снижается сравнительно с турнейским веком общее разнообразие и обилие организмов.

К серпуховскому веку возрастает тектоническая активность, прекращается карбонатный седиментогенез, происходит дальнейшее похолодание климата. На площадях Омuleвской и Ясачненской зон формируются толщи изменчивого чередования пелагических глинистых, песчанистых, грубообломочных и вулканогенных пород. В бассейнах рек Ясачная и Поповка в море изливались лавы основного состава, отлагались туфопесчаники. В конце раннекаменноугольной эпохи отмечается перестройка структурного плана, на смену открытым бассейнам приходит система бассейнов внутриконтинентального типа, что повлекло за собой и смену сообществ фауны. В конце серпуховского века произошло, очевидно, повсеместное обмеление, завершающее второй (позднеживетско-позднедевонско-раннекаменноугольный) среднепалеозойский седиментационный цикл.

Характерными для подэтапа условиями осадконакопления является формирование в преобладающем значении достаточно чистых органических и хемогенных известняков, которые окаймляются по периферии палеогеоморфоструктур зонами накопления умеренно мелководных углеродистых известняков, чередующихся с подчиненными известковистыми

алевролитами и кремнеаргиллитами. В относительно глубоководных рифтогенных зонах обрамления Омuleвского и Приколымского поднятий формируются толщи высокоуглеродистых кремнеаргиллитов, силицитов, туффитов и известняков. Образовавшиеся в это время толщи составляют отдаленную кремнистую формацию, выделенную в свое время Н. С. Шатским [108].

Состав и строение структурно-вещественных комплексов рифейско-нижне-среднепалеозойского этажа отвечают условиям в основном пассивной континентальной окраины. Лишь для юго-восточной части территории в среднепалеозойский подэтап предположительно интерпретируется активная обстановка. Присутствие среднепалеозойских отложений предполагается также и в погребенном состоянии под верхоянским комплексом на некоторой части территории листа. Весьма предположительно он имеет вулканогенно-терригенный состав и несколько большую мощность. По данным региональных обобщений через центральную и южную части территории листа может быть интерпретирован среднепалеозойский вулканический пояс, возможно, соединяющий Охотский и Омолонский срединные массивы с обнажающимися среднепалеозойскими вулканитами активной континентальной окраины. Среднепалеозойский комплекс здесь может содержать в своем составе вулканический материал, хотя и не в таком большом количестве, как на Омолонском массиве.

### **Позднепалеозойско-мезозойский этап**

В этот очень важный этап развития происходило заложение основных седиментационных структур территории, было образовано основное выполнение конседиментационных структур, активно и по-разному развивавшихся. Был сформирован верхоянский комплекс, а в смежных с Яно-Колымской системой структурах накапливались коррелятные толщи значительно меньшей мощности. В конце этапа в результате масштабных тектонических процессов были оформлены основные структурные элементы территории. Довольно отчетливо различается несколько подэтапов.

**Позднепалеозойский подэтап.** О начальных стадиях подэтапа на большей части территории информация отсутствует, так как обнажена только верхняя часть пермских отложений. В пределах Приколымского и Омuleвского поднятий в морском бассейне отлагались туфогенно-терригенные осадки преимущественно алевритовой размерности, широко распространены кремнистые породы, существенна примесь окатанного и неокатанного грубообломочного материала. Грубообломочный материал в бассейн мог поступать в виде грязевых потоков с появляющихся временами участков плоской низменной суши. В бассейне р. Лыглыхтах в породах содержится до 20–30% рассеянного обломочного материала, присутствуют марганценозные карбонатно-глинистые стяжения. Осадконакопление происходило, вероятно, в застойных впадинах, граничащих с более глубоководным бассейном Яно-Колымской системы.

Судя по имеющимся данным по смежным площадям, например, по восточной части Приколымья, в северной части территории листа, в средне-позднекаменноугольное время осадконакопление происходило в отчетливо оформившемся относительно глубоководном некомпенсированном Сугойском прогибе, где накапливались в основном тонкотерригенные и глинистые осадки с участием гравититов [46].

В пермский период морские условия, по-видимому, были распространены повсеместно, осадконакопление происходило в бассейне изменяющейся глубины. В спокойном шельфовом море небольшой глубины на площади поднятий Индигиро-Колымской системы накапливались алевроиты, глины и известковые илы с примесью кремнезема. По обрамлению поднятий, вероятно, в застойных придонных участках формировались марганценовые глинисто-кремнистые сланцы. На правобережье Колымы выявляется более глубоководная зона слабо дифференцированного бассейна Сугойского прогиба, где накопилась мощная толща карбонатно-терригенных пород; эта часть морского бассейна представляла собой своеобразную структурную ступень от приподнятых участков Приколымья к зоне больших погружений. Южнее (в центральной части территории), по-видимому, располагалась более глубоководная часть бассейна, вмещающая мощную толщу (более 3000 м) преимущественно тонкотерригенных осадков. Этот прогиб является восточным продолжением зоны максимальных погружений Яно-Колымской системы, осадки этого прогиба представляют вскрывающиеся на Балыгычанском поднятии верхнепермские отложения.

Пермские отложения Балыгычанского поднятия формировались в глубоководных условиях, некоторое уменьшение глубины которого произошло лишь к концу перми в результате общепланетарной регрессии [16]. Осадки имели единый петрофонд, основным источником материала являлась Кони-Мургальская островная дуга, элементы разреза которой вскрываются в Олыньской антиклинали на юге территории. В глубоководном бассейне, сравнимом с современными обстановками нижней части материкового склона и его подножия, накапливался объемный терригенный материал, присутствующие контуриты говорят о периодическом усилении подводной гидродинамики, связанной с течениями вдоль подножия континентального склона. Скорость осадконакопления превышала нормальное значение лавинной седиментации. Набор текстур, отвечающий циклу Боума, и типичная для турбидитов градационная слоистость, гиероглифы свидетельствуют о накоплении осадков в глубоководных условиях. Морской бассейн имел затрудненные связи с Мировым океаном, о чем свидетельствует бедность осадков органическими остатками.

Существенное значение в составе отложений имели диамиктиты. Преимущественно массивный характер структур, грубый гранулометрический состав свидетельствуют об их принадлежности к гравититам, сформированным потоками разжиженного осадочного вещества (дебризных потоков), транспортировавшими продукты субсинхронного и синхронного вулканизма кислого и среднего состава. Это происходило в глубоководных условиях нижней части континентального склона, центры



извержений находились в пределах Кони-Мургальской дуги. Позднее осадочные отложения формировались в эпоху понижения уровня океана, приведшего к усилению процессов лавинной седиментации, терригенным материалом заполнялись депрессионные участки дна. Остатки фауны, представленные иноцерамоподобными двустворчатыми моллюсками, часто бывают приурочены к слоям аргиллитов с рассеянным песчано-гравийным материалом, полученным в результате деятельности дебризных потоков.

Вдоль южного края обширного задугового бассейна реконструируется Кони-Мургальская вулканическая островная дуга, образования которой частично вскрыты в Олыньской антиклинали. Заложение ее относится, вероятно, к среднему—позднему карбону, на что указывает присутствие вулканитов в отложениях бассейна р. Гижига и п-ова Тайгонос за пределами территории. Вулканический материал в пермских отложениях территории листа представлен в виде туфов и туффитов, породы обломков имеют преимущественно базальтовый и андезибазальтовый состав, принадлежат к известково-щелочной серии. Андезибазальты отличаются высокой магнезиальностью и очень низким содержанием оксида калия, предполагается энсиалическая природа островной дуги.

Конец позднепермской эпохи знаменует переход к существенно иному стилю осадконакопления. Преимущественно глинистый состав и плохая сортировка материала свидетельствуют о накоплении обводненных осадков и сбросе его в бассейн в результате периодически повторяющихся землетрясений. Эти обстановки не были шельфовыми в традиционном понимании, а отражали существенное обмеление окраинного морского бассейна в связи с глобальной регрессией конца пермского периода. Довольно часто в придонном слое возникали условия сероводородного заражения. Довольно многочисленные и относительно разнообразные остатки фауны показывают, что морской бассейн обладал нормальной соленостью и имел достаточно высокую биопродуктивность, о чем свидетельствуют повышенные содержания углеродистого вещества (до 4,92%), максимальные для перми. Его источником, по-видимому, являлся зоо- и фитопланктон.

С конца позднепермской эпохи началась широко распространившаяся регрессия моря, отмеченная в некоторых районах Северо-Востока Азии отсутствием пограничных горизонтов перми и триаса. На границе палеозойской и мезозойской эр произошла и одна из важнейших перестроек в органическом мире, выразившаяся в вымирании многих крупных таксонов и в появлении новых групп фауны. Пермо-триасовый биотический кризис привел к полному вымиранию бентосных сообществ, частичное восстановление которых в Балыгычанском бассейне произошло лишь к концу инда.

Триасово-юрский подэтап. Триасовые и юрские достаточно маломощные тонкотерригенные отложения в Индигиро-Колымской системе составляют практически единый комплекс. Осадконакопление осуществлялось в мелководном морском бассейне в условиях слабой подвижности дна. Вполне вероятно, что областью осадконакопления были

только краевые части Приколымского и Омудевского поднятий, севернее территории листа, в центральной части Приколымья, по-видимому, располагалась выровненная область сноса материала. Заметно возросшая в среднеюрскую эпоху контрастность тектонических движений привела к перестройке плана, усилению размыва поднятых блоков и накоплению терригенного и груботерригенного материала в прибрежных частях морского бассейна, несогласно перекрывая разновозрастные отложения. На Омудевском поднятии впадины заполнялись терригенными осадками среднеюрской тасканской свиты, на восточном крае Приколымского поднятия отлагались близкие по характеру осадки расцветинской толщи.

**Триасовый подэтап.** Самостоятельный триасовый подэтап может быть намечен для Яно-Колымской системы. В тектоническом плане системы в триасовый период отмечаются изменения, четко проявленная в пермский период зона прогибания постепенно выравнивается, а к концу триасового периода преобразуется в зону внутренних поднятий. Нижнетриасовые отложения на подстилающих верхнепермских во многих районах залегают с перерывом, низы индского яруса обычно отсутствуют или представлены в континентальных фациях. Обширная регрессия конца перми в индском веке сменилась трансгрессией моря, постепенно развивавшейся до начала оленека [13].

В геологической истории в триасовый период намечаются два крупных трансгрессивно-регрессивных цикла. Первый продолжался от инда до среднего нория, второй начался в позднем нории (а местами и в среднем) и, по-видимому, продолжался в юре. Для первого цикла характерна почти исключительно терригенная седиментация, во втором цикле во многих районах существенную роль играл вулканогенный материал (тефра, редко лавы среднего и основного состава). Граница циклов нередко фиксируется стратиграфическим несогласием. Отмечаются поднятия и опускания блоков (участков) земной коры. Во многих случаях смена фаций (глинистых — алевритовыми, алевритовых — песчаными) отражает не результат трансгрессии или регрессии, а углубление или поднятие дна бассейна.

В бассейне Яно-Колымской системы море трансгрессировало с юга на север и северо-восток из районов верховьев р. Колыма. На западе море было глубоководным, восточнее в районе Балыгычанского поднятия становится менее глубоководным; мощность отложений уменьшается, появляются песчаники, горизонтально- и косослоистые алевролиты. Ранний оленек знаменуется максимальной трансгрессией моря, связанной скорее всего с эвстатическим поднятием уровня Мирового океана и максимальным выравниванием обстановок седиментации. Накопление алеврито-глинистых илов с многочисленными глинисто-карбонатными и фосфатно-карбонатными конкрециями происходило в основном в области глубокого шельфа, возможно, континентального склона. Обитали преимущественно аммоноидеи и двустворки, многие роды были космополитными, что указывает на широкие связи бассейнов территорий Северо-Востока России и Северной Америки. Прилегающие участки суши были низменные и выровненные. Начавшаяся в позднем оленеке регрессия моря почти не изменила палеогеографическую обстановку, как следствие

регрессии и изоляции морей Северо-Востока резко возрос эндемизм среди амmonoидей. В среднетриасовую эпоху море продолжало отступать, в бассейне отлагались алевроито-глинистые илы. В ладинский век и в начале карнийского обстановки осадконакопления сохранялись, некоторое обмеление моря обусловило появление большого количества брахиопод, представленных главным образом бореальными спириферадами.

Вблизи рубежа среднего и позднего триаса заметно возросла тектоническая активность. Новая трансгрессия моря, начавшаяся в раннем карнии, сопровождалась углублением морских акваторий, осадки стали более глинистыми, исчезли брахиоподы и бентосные двустворки, начался расцвет галобиид. В заметно дифференцированном бассейне Яно-Колымской системы, имевшем задуговой характер, в карнии отлагались глинистые илы с карбонатными и фосфоритовыми конкрециями. Более подвижным режимом отличался Сугойский прогиб, где накапливались осадки флишоидного чередования преимущественно тонкотерригенных пород. Западная часть Балыгычанского поднятия вышла из области накопления осадков, а в позднекарнийское время размывалась.

В норийский век схема распределения палеогеографических условий в основном сохранялась. Проявилась трансгрессия начала нория, в относительно глубоководном Колымском бассейне отлагались алевроиты и алевроитовые глины, в фазу скутиформис во многих местах началось обмеление, с образованием ракушняковых банок или низменных, но довольно крупных островов (западная часть Балыгычанского поднятия). Позденорийские отложения с небольшим или значительным стратиграфическим перерывом перекрывают более древние породы. На поздний норий приходится повышение активности тектонических движений блоков, приведшее к усилению андезитового магматизма. На Балыгычанском поднятии мощность отложений возрастала (до 1000 м), это связано с активным андезитовым вулканизмом. Вулканокластика сильно разбавлялась терригенным материалом, туффиты преобладали над туфами и тефроидами. Покровы андезитов крайне редки и располагались близ центров извержений, например, в бассейне р. Прав. Эльген. Реконструируется обстановка осадконакопления в архипелаговой области морского бассейна, где оформились островные вулканические дуги. Одна из андезитовых дуг прослеживалась через бассейн р. Оротукан. В бассейнах рек Армань, Бохапча, Буюнда вблизи вулканических островов существовали отмели-банки, на которых селились двустворки — монотисы. Кое-где на мелководье селились большие популяции бентосных двустворок и брахиопод, обитали гастроподы, мшанки, криноидеи. Другая островная дуга располагалась вблизи южной границы территории, северные ее периферические части вскрываются на крыльях Олыньской антиклинали, здесь в разрезах норийских и рэтских толщ отмечается большая роль туфов андезитов и базальтов, туффитов, туфопесчаников, реже туфов кислого состава.

Высокую подвижностью получил Сугойский прогиб, где в условиях сильно расчлененного, участками глубоководного турбидитного бассейна сформировалась мощная толща преимущественно двухкомпонентного

флиша. Морфологически выраженный прогиб трогового типа реконструируется в юго-восточной части (в Сеймчано-Ачагинской зоне) синклиория. В составе флишевой толщи отмечаются туффиты и туфы андезитов, часто присутствует галька эффузивов среднего состава, отдельные слои переполнены обломками раковин монотисов. В северо-восточной части территории на площади Хетагчанского поднятия для отложений характерна высокая роль тонкообломочных и пепловых туфов среднего состава. В рэтском веке трансгрессия продолжалась, в бассейне Яно-Колымской системы продолжались вулканические процессы и накапливались вулканокластические осадки, переслоенные туфами среднего—основного состава.

**Юрский подэтап.** Несмотря на то, что нижнеюрские отложения в большинстве случаев связаны согласным соотношением с триасовыми, юрский период может рассматриваться как переломный в геологической истории Северо-Востока Азии; в это время происходили начавшиеся еще в норийский век резкие изменения палеогеографических и палеогеодинамических обстановок [78].

Для раннеюрской эпохи выявляются существенные изменения в палеогеографии, осадконакопление концентрируется в достаточно узких прогибах по северной и южной периферии территории листа, в то время как Балыгычанское, а в начале эпохи и формирующееся восточнее Хетагчанское поднятия вышли из области седиментации и служили источником сноса. Предполагается, что юрские прогибы приурочены к расколам, которые, возможно, появились еще в поздне триасовую эпоху. Дебинский глубоководный прогиб (внутриконтинентальный субокеанический бассейн) входит на территорию своим окончанием с запада. Узкая вытянутая форма прогиба предполагает его развитие вдоль расколов фундамента, вероятно, с проявлением сдвиговых перемещений. На это указывают и довольно крутые борта прогиба (континентального склона), присутствие в более западных районах олистостром и различных микститов. Прогиб являлся ареной быстрого осадконакопления, он выполнен мощной (до 5000 м) серией терригенных черносланцевых, флишевых и шлировых формаций. В восточном направлении Дебинский прогиб, разветвляется и сочленяется с рядом таких же (более мелких) бассейнов, разделявших ряд блоков. Восточным продолжением Среднеканской ветви Дебинского прогиба является кулисно расположенный Сугойский прогиб, в бассейне р. Былыгычан он аналогично разветвляется с юго-восточной ветвью в виде Насучанского прогиба. В пределах Сугойского некомпенсированного прогиба в раннеюрскую эпоху накопилась мощная (1000 м и более) толща ритмично чередующихся тонкотерригенных осадков с включениями пирита и сульфидными конкрециями.

Юрский прогиб в южной части территории отличался синхронным вулканизмом, активизировалось развитие Олыньской вулканической дуги. В составе нижнеюрских терригенных толщ присутствует значительная примесь вулканогенного материала в виде слоев и пакетов переслаивания туфов, туффитов, тефроидов и линзовидных покровов андезитового и базальтового состава.

С раннетоарской трансгрессией связан яркий переломный рубеж в процессе седиментогенеза и в развитии бореальной биоты. В этот момент явственно проявился гидроизостатический эффект, когда геологически мгновенно на смену доминирующих обстановок мелководного шельфа (глубина 20–50 м), характерных для конца плинсбаха, пришли обстановки глубоководного шельфа и псевдоабиссали (100–200 м и глубже). Раннетоарская трансгрессивная волна полностью разрушила структуру донных палеосообществ и способствовала расселению аммонитов и белемнитов. С этой трансгрессией сопряжен и климатический оптимум, палеотемпературы бассейна оцениваются в 21–22 градуса.

Со среднеюрской эпохи сильно повысилась роль континентального режима, морской бассейн испытал закономерное регрессивное сокращение. Большая часть Приколымского и Омилевского поднятий вышла из-под уровня моря и являлась местом размыва и сноса. Это крупное событие можно рассматривать как начало неравномерно проявившегося орогенного этапа. Блоковые движения, разрыв поднятий и формирование впадин, заполняющихся груботерригенными осадками, предшествовали заложению и дальнейшему развитию Уяндино-Ясачненской островодужной системы.

Наиболее интенсивная терригенная седиментация на продолжении всей среднеюрской эпохи протекала в пределах быстро погружавшихся Дебинского и Сугойского прогибов, где в вытянутых морских достаточно глубоководных бассейнах накапливались мощные (до 2000–3000 м) флишоидные толщи терригенных осадков. Местами проявлялся разрыв подстилающих толщ, галька которых присутствует в среднеюрских конгломератах; возможно, бассейны служили также и областями транзита материала. В среднеюрской части терригенного разреза Арmano-Вилигинского прогиба отмечается снижение роли вулканогенной компоненты. Обособление фаун в байосе–бате, наиболее яркое за всю историю юрского периода, происходило не только за счет общего похолодания климата Земли, но и за счет усиления палеогеографических преобразований, была прервана связь с Северной Атлантикой в результате формирования Скандинавско-Гренландского моста.

В позднеюрскую эпоху (в оксфорде и кимеридже) морские бассейны заметно сократились, продолжали накапливаться осадки, в общих чертах аналогичные предшествующим этапам [69]. Осадконакопление продолжалось в небольших бассейнах остаточного типа, приуроченных к южной частям Сугойского и Арmano-Вилигинского прогибов. В Сугойском прогибе осадконакопление шло в условиях мелководного полузамкнутого морского бассейна в виде в основном тонкотерригенных осадков. Присутствие в породах пирита и включений углеродистого вещества указывает на восстановительные условия среды. Сходные условия осадконакопления характерны и для Арmano-Вилигинского синклиория, где наряду с тонкотерригенным материалом существенное значение приобрела вулканокластическая.

В позднепалеозойско-мезозойский этап структурно-вещественные комплексы Индигиро-Колымской системы формировались в условиях

пассивной окраины континента с проявлениями процессов рифтогенеза, особенно в начале этапа; комплексы Яно-Колымской системы образованы в шельфовом задуговом бассейне развивавшейся Кони-Мургалской вулканической дуги активной континентальной окраины.

### Позднеюрско-меловой этап

Позднеюрско-раннемеловой подэтап. На позднеюрскую эпоху приходится возросшая активность дифференцированных тектонических движений, смена площадей размыва и седиментации. В связи с усилением восходящих движений стали явно преобладать области разрушения и сноса. Восточная часть Приколымья вышла из области седиментации, западная — подверглась расколам. Образовавшиеся грабены заполнялись континентальными и морскими осадками и продуктами вулканической деятельности. Вулканисты имели разный состав, отмечается преобладание лав основного состава, но наряду с этим присутствуют лавы и туфы среднего и кислого состава. Петрохимические свойства вулканитов выявляют как черты зон растяжения, так и наследования от пород основания. Вместе с тем «омоложение» вулканических ассоциаций к юго-западу (от фронта к тылу) вкрест простирания Уяндино-Ясачненского пояса, а также их состав сопоставимы с продуктами вулканической деятельности длительно развивавшихся островодужных систем [34].

Позднеюрская эпоха была насыщена событиями; прежде всего, на нее приходится максимум тектонической активности в орогенный этап в развитии Яно-Колымской системы, продолжающийся со среднеюрской эпохи. Отчетливо выразилось сокращение площади морских бассейнов, в оксфордский и кимериджский века осадконакопление продолжалось только в южной части Яно-Колымской системы. Здесь активизировалась вулканическая деятельность в Кони-Тайгоносской вулканической дуге. Отложение терригенного материала происходило в нестабильных, меняющихся мелководно-морских, лагунных и континентальных условиях с параллельно действующими вулканами. По интегральному составу продуктов вулканизм был андезитовым (или андезибазальтовым), иногда довольно контрастным, от кислого до основного. Извержения происходили как в акватории, так и в наземных условиях (на островах). Максимум интенсивности приходится на кимеридж, реконструируются условия островной дуги, приуроченной примерно к южному краю Яно-Колымской системы.

Осушение Яно-Колымской системы ассоциирует с переходом ее к орогенной стадии; к этому времени приурочена первая фаза складчатости толщ, развитие кливажа, образование дайковых серий, внедрение крупных интрузий гранитовой и гранодиорит-гранитовой формаций. В пограничной зоне существенно стабилизированной Индигино-Колымской и относительно подвижной Яно-Колымской складчатых систем сконцентрированы продукты магматической деятельности, сформировались интрузии коллизионных гранитоидов. Активные блоковые движения были

прерывисты и в разные отрезки времени, очевидно, концентрировались в различных местах. В титонский век терригенное осадконакопление продолжалось в континентальных условиях на фоне продолжающейся вулканической деятельности. В конце титонского века и в начале мелового периода в остаточных впадинах в озерно-болотных обстановках в северной и южной частях территории создавались благоприятные условия для угленакопления.

В позднеюрское—раннемеловое время вдоль юго-восточного края Верхояно-Чукотской области, в том числе по южной периферии территории листа, в основном в наземных условиях происходят активные вулканические процессы, накапливаются вулканогенно-терригенные отложения, в отдельных впадинах угленосные молассоидные образования. Структурное обособление этого комплекса образований позволяет выделить их в качестве Удско-Мургальского окраинно-континентального вулканического пояса энсиалического типа [29, 89]. В отличие от допозднеюрской Кони-Мургальской островной дуги в составе этого пояса преобладают продукты субаэрального вулканизма при явном преобладании андезитов. В магматических комплексах пояса сочетаются черты коллизионной и субдукционной природы. Смена магматизма с субдукционными геохимическими метками на субшелочной с внутриплитными метками, по мнению Н. А. Горячева [29], означает смену режима активной континентальной окраины перед формированием ОЧВП режимом трансформной окраины.

Контрастные блоковые движения и формирование связанных с ними впадин относится к аптскому веку, в аптский век в восточной части территории произошло заложение крупного меридионального Балыгычано-Сугойского прогиба, рассматривающегося в качестве позднеорогенной структуры. Прогиб характеризуется значительной длительностью развития. Для начального этапа (ранний мел) он представляется наложенной молассовой впадиной Яно-Колымской складчатой системы, при этом выявляются признаки и более раннего, в некоторой степени унаследованного его развития от мезозойских структур. Как в возникновении прогиба, так и в оформлении его внутреннего устройства важную роль играют интенсивные движения (вертикальные и горизонтальные) по зоне Омсукчанского глубинного разлома, формируется раннемеловая рифтогенная структура [100]. Изгиб складок в породах верхоянского комплекса на обрамлении прогиба отражает правостороннюю природу разлома в раннеорогенную стадию, однако в позднеорогенную стадию, в аптский век, эти движения сменились левосторонней направленностью. В связи с левобокowymi движениями образовались кулисообразно расположенные зоны растяжения, послужившие основой формирования крупнейших элементов прогиба — Нягаинской и Омсукчанской мульды. В пределах мульды синхронно и вслед аскольдинскому вулканизму в озерно-болотных условиях накопились терригенные, глинистые и вулканомиктовые отложения, составляющие континентальную угленосную молассу. Линейная форма прогиба, приуроченность его к глубинному разлому, проявления ультраосновного и специфического

умереннощелочного вулканизма контрастной серии подтверждают явления рифтогенеза.

Ранне-позднемеловой подэтап. В конце альба—начале сеномана в обстановке обострившейся контрастности тектонических режимов континентального блока земной коры и блока с переходным характером коры произошло заложение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [9]. В целом пояс обычно рассматривается как магматогенная надсубдукционная структура позднемезозойской тектоно-магматической активизации, оказавшая существенное влияние на прилегающую часть континентального блока. В общем спектре активных межблоковых тектонических движений важное значение имели левосторонние сдвиговые смещения [19]. На территорию листа попадает лишь часть Охотского сектора пояса, относящаяся к его внешней зоне. Образование распространенных в составе вулканитов андезитовых формаций рассматривается как следствие взаимодействия высокоглиноземистого базальтового расплава с веществом земной коры в промежуточных и периферических магматических очагах. Формирование общей отрицательной структуры пояса может рассматриваться как компенсационный процесс из-за выноса большого объема вещества из области тектоносферы на дневную поверхность.

Вулканогенный пояс (щелочноземельные вулканиты) сформирован в результате грандиозной системы извержений (развитие субэкринных андезитовых стратовулканов, массовых игнимбритовых извержений, сменяющихся базальтовыми излияниями). Развитие вулканизма запечатлено в смене формаций, намечается выделение ранней и поздней стадий развития ОЧВП. Ранняя стадия на территории листа начинается с формации амфиболовых и пироксеновых андезитов (парнинская, таватумская, нараулийская свиты, в большинстве случаев она продолжается дацит-риолитовой формацией (хольчанская, юмская свиты). В позднюю стадию образовались андезитовая (улынская, кананыгинская свиты) и риолитовая (ольская свита) формации, завершается стадия формацией глиноземистых платобазальтов (мыгдыкитская свита). В распределении формаций в пространстве и времени выявляется, что обычно извержения кислой магмы следовали за проявлениями кислого вулканизма. Большая часть объема риолитовых формаций приходится на внешнюю и фланговые зоны пояса, то есть на области консолидированной континентальной коры. Характерно, что вулканиты кислого и умереннокислого состава более натриевые, чем предшествующие им гранитоиды и риолиты орогенной стадии развития мезозой.

Система вулcano-тектонических структур, обширных пологих покровов пояса сформировалась на структурах мезозой и образованиях Удско-Мургалского вулканогенного пояса. Обнаруживаются черты как дискордантности, так и унаследованности вулканитов со структурами основания. В поясе и в его обрамлении формировались крупные гранитоидные массивы, объединявшиеся иногда в составе обширных магматогенных поднятий. Изолированные поля вулканитов, иногда образующие изометричные вулканоструктуры, сопутствующие им субвулканические тела и интрузии по зонам крупных нарушений распространяются далеко



в глубь структур Яно-Колымской системы, представляя перивулканическую зону пояса.

Процессы активизации выразились в проникновении продуктов синхронного поясу магматизма по субмеридиональным оперяющим пояс разломам (левосторонним сдвигам) с формированием довольно протяженных тектоно-магматических зон. В наиболее концентрированном виде продукты синхронной поясу вулканической деятельности представлены в составе Кэнской лавовой полосы, приуроченной к западному краю Балыгычано-Сугойского прогиба. Площадь влияния активизации в целом выделяется в нечетко ограниченную перивулканическую зону шириной до 500 км [101]. Фактически вся территория листа является принадлежностью перивулканической зоны.

### **Кайнозойский этап**

В кайнозое ведущим процессом становится рифтогенез, концентрирующийся вдоль двух пересекающихся систем межгорных впадин, которые согласуются с границами крупнейших тектонических структур.

Момская рифтовая система в целом приурочена к сочленению структур Индигино-Колымской и Яно-Колымской складчатых систем, входит на территорию листа своим юго-восточным окончанием, объединяет ряд впадин, наиболее крупной из которых является Сеймчано-Буюндинская. Образование впадин связано с активизацией тектонических движений по разломам, контрастными движениями блоков. В Сеймчано-Буюндинской впадине, приуроченной к северо-восточному крылу разлома Улахан, за период с олигоцена накопилась мощная (до 1500 м) серия озерных, озерно-аллювиальных, аллювиальных терригенных осадков неотектонической молассы. Движения по зоне разлома Улахан были не только вертикальные, но и горизонтальные, что установлено по кулисообразному расположению элементов зоны разлома, прослеживающихся на местности и прекрасно отображенных в материалах дистанционных съемок, для неотектонического этапа выявляются правосторонние сдвиговые смещения. Северо-западнее, в том числе и за пределами территории листа, имеются и другие аналогичные впадины, отмечаются проявления кайнозойского магматизма. Зона разлома Улахан активна и в настоящее время, к ней приурочено несколько очагов сильных землетрясений магнитудой до 5,4 [86].

Охотско-Анадырская рифтовая система прослеживается в северо-восточном направлении, по юго-восточному краю Яно-Колымской системы. Наиболее отчетливо она проявлена непосредственно южнее территории листа, где представлена концентрированной Кава-Ямской зоной неотектонических впадин. В границах листа выделяется только небольшая Верхнекупкинская впадина, выполненная угленосной неотектонической молассой мощностью более 100 м, отложения верхнеплиоценовой карбонгинской толщи образовались в озерных условиях, они перекрыты позднплейстоценовыми флювиогляциальными отложениями. Вблизи

впадины на северо-восточном продолжении рифтовой системы выявлены разрозненные экструзивные купола и дайки неогеновых оливиновых меланефелинитов, представляющие щелочно-базальтоидную формацию стадии неотектонической активизации. Породы содержат глубинные включения, по геохимическим характеристиками породы выплавлялись из магм деплетированных мантийных диапиров [2].

Вероятно, с этими же рифтообразными процессами связано и формирование современного побережья и ложа Охотского моря, где располагаются континентальные терригенные палеогеновые и неогеновые толщи мощностью до 4–5 км. Образования местами дислоцированы в складки и нарушены разломами, что характеризует активную тектоническую обстановку и в настоящее время. С рифтовой системой связываются также землетрясения, происходящие на глубинах 10–30 км с магнитудой до 6, 7 баллов.

Многие особенности развития территории в плейстоцене связаны с неотектоническими движениями, эрозионно-денудационными процессами рельефообразования, флювиальными, ледниковыми и водно-ледниковыми накоплениями и абразией побережья залива Шелихова. Сформированный в конце неогена пенеплен в результате последующего воздымания территории и усиления дифференцированных тектонических движений был расчленен. В раннеплейстоценовую пору в целом продолжали погружение неотектонические впадины. Нисходящими движениями отличалась и впадина Охотского моря, что отмечено интенсивной эрозией реками Охотского побережья.

Прерывистое воздымание территории выражено в существовании реликтов выровненных поверхностей, в развитии речных долин с многоэлементными комплексами террас. Различное гипсометрическое положение плиоценовой поверхности выравнивания на северном и южном обрамлениях Сеймчано-Буондинской впадины свидетельствует о меньшей амплитуде поднятия северной части территории. Сложный и наиболее полный комплекс террас в долине р. Колыма в центральной части территории отражает поступательное воздымание участка, прерывающееся на короткие стадии формирования этих террас.

В пределах Охотского побережья сохраняется значительная контрастность движений. Прибрежная материковая суша наследует преобладающие восходящие движения, основная часть береговой линии Охотского моря представляет собой абразионные клифы. В то же время с позднего неоплейстоцена продолжается общее прерывистое погружение дна и общая трансгрессия моря, подводный склон на всем продолжении сопровождается террасами нескольких высотных уровней [48].

---

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В основу Карты полезных ископаемых (КПИ) комплекта положены Карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона (Кузнецов В. М. и др., 1988) и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона (Маннафов Н. Г. и др., 1999) масштаба 1:500 000. Актуализация их произведена с учётом новых данных из фондовых и литературных материалов, полученных в последние годы, Государственного баланса запасов полезных ископаемых Российской Федерации по состоянию на 1.01.2007 г., а также материалов изданных листов Госгеолкарты-200 и полевых прогнозно-металлогенических исследований, проведенных в процессе картосоставления.

С территории листа Р-56 начиналось изучение и освоение подземных богатств Колымы, и в настоящее время она играет важную роль в минерально-сырьевом комплексе России. На карте показано 1280 объектов полезных ископаемых (в т. ч. месторождений — 187 коренных и 202 россыпных, проявлений — 482, пунктов минерализации — 409), показаны также важнейшие признаки полезных ископаемых (геохимические и шлиховые ореолы, геофизические аномалии).

Кроме объектов регистрации, на карте выделены минерагенические зоны, рудные районы, а также рудные узлы и зоны; в зарамочном оформлении приведена схема минерагенического районирования масштаба 1:5 000 000. На ней показаны две минерагенические провинции — Индигиро-Колымская и Верхояно-Колымская и Охотско-Чукотский минерагенический пояс. В составе Индигиро-Колымской провинции выделяются Омуревский потенциальный нефтегазоносный район, Таскано-Омуревская флюорит-серебро-полиметаллическая и Орокская потенциальная золото-меднорудная минерагенические зоны. Верхояно-Колымская провинция включает полностью или частично Сеймчанскую кобальт-серебро-золото-оловорудную, Иньяли-Дебинскую золоторудную, Балыгычано-Сугойскую олово-золото-сереброрудную зоны и Балыгычанскую олово-серебро-золоторудную область. Охотско-Чукотский минерагенический пояс объединяет Сеймканский, Малтано-Ольский и Нявленгинский рудные районы. В составе минерагенических зон (МЗ) выделяются рудные районы (РР), рудно-россыпные районы (РРР) и потенциальные рудные районы (ПРР) с рудными узлами (РУ), рудно-россыпными узлами (РРУ), рудными зонами (РЗ) и рудно-россыпными зонами (РРЗ), среди которых также имеются потенциальные таксоны (ПРУ, ПРЗ).

Из известного на территории листа многообразия рудных и нерудных полезных ископаемых стратегическое значение имеют золото (коренные и россыпные месторождения) и серебро. С ними связаны основные перспективы промышленного освоения территории листа Р-56. Подчиненное значение имеют рудные объекты олова, вольфрама, меди, молибдена, свинца и цинка. Энергетическим сырьем местного значения являются каменный и бурый уголь, имеются перспективы в отношении нефтегазоносности. На территории имеются многочисленные, в основном малые золоторудные месторождения и проявления, явившиеся коренными источниками золотоносных россыпей, в настоящее время почти полностью отработанных. Первоначальное изучение и освоение территории началось с разведки и отработки россыпей золота, которые были обнаружены впервые для Северо-Востока России в пределах изученного листа в бассейне р. Среднекан. В настоящее время добыча золота и серебра ведется из коренных золото-серебряных месторождений. Первым таким объектом было Карамкенское золото-серебряное месторождение, сейчас полностью отработанное. В стадии отработки находятся месторождения Дукат, Лунное, Арылах, Джульетта, Нявленга.

## ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### НЕФТЬ И ГАЗ

В северо-западной части территории с ниже-среднепалеозойскими терригенно-карбонатными отложениями Омудевского поднятия связаны проявления нефти и газа, а также проявления твердых битумов. Два нефтепроявления (I-1-3, 4) отмечены в силурийских отложениях в бассейне р. Супканья; они представляют собой черные сажистые и жирные налеты и пленки нефти, распределенные по трещинам в известняках. Исследования проб нефтей показали их высокое качество, слабую окисленность, что говорит об их связи с современной залежью неизвестного масштаба.

Здесь же известны проявления преобразованных битумов (II-1-1, 2, 5, 6, 7, 8, 9, 16), битумное вещество (керит) присутствует в трещинах в породе, полостях раковин органических остатков. Палеозойские породы Омудевского поднятия повсеместно содержат углерод обычно в количестве 0,3–2, иногда до 5%, содержание хлороформенного битумоида колеблется в пределах от 0,02–0,3%. В составе битумоидов различаются синбитумоиды и миграционные. Суммарно доля углеводородных компонентов в синбитумоидах варьирует в пределах 17–56%. В миграционных битумоидах доминируют (71–95%) смолисто-асфальтеновые компоненты, среди смол преобладают спирто-бензольные. По групповому составу битумоиды представляют собой переходные разности мальта—нефть. Изучение битумоидов свидетельствует об условиях, отвечающих зонам преимущественно газоконденсатных залежей. В районе имеются также выходы свободных газов, один из них находится в верховьях руч. Уяра,

в русле которого наблюдались отдельные мелкие грифоны. Газы азотные (доля азота 84–87,5%), установлены также углеводородные газы от метана до гомологов бутана и примесь неразделенных тяжелых углеводородов [167].

## ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Уголь каменный.** На территории листа выделяются три основные структуры мезозойского угленакопления: Балыгычано-Сугойский прогиб, Хасынская площадь в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Малиновская площадь на юге Лыглыхтахского грабена, имеются также и более локальные участки с мелкими месторождениями и проявлениями каменного угля.

Наиболее продуктивной структурой является Балыгычано-Сугойский прогиб. Каменный уголь здесь связан в основном с нижнемеловой (альбской) галимовской свитой и главным образом с ее нижней подсвитой. Она включает в своем составе 15–18 пластов каменного угля, половина из которых имеет промышленную (более 1,2 м, максимально до 20,96 м) мощность.

Месторождение Галимовское (III-6-122) представлено 12 угольными пластами, из которых наиболее ценными являются пласты Крайний (2,9 м), Мощный (6,2 м) и Сложный (2,3 м), прослеженные по простиранию на 3–3,5 км и по падению на 500–800 м. Угли блестящие и полублестящие с металлическим блеском, крепкие и плотные, реже хрупкие с неровным изломом; текстура полосчатая. Вблизи тел изверженных пород под воздействием контактового метаморфизма угли графитизированы, иногда превращены в чистый графит. Угли тощие, свойства углей приведены в табл. 9. Утвержденные ГКЗ запасы Галимовского месторождения по сумме категорий А + В + С<sub>1</sub> составляют 16,35 млн т\*, по категории С<sub>2</sub> — 2,096 млн т, забалансовые — 8,674 млн т. Месторождение эксплуатируется с 1942 г.

Месторождение Кэнское (II-6-70) образовано девятью пластами каменного угля (0,75–5,75 м), из которых три мощностью 2–5 м пригодны для открытой разработки. Пласты сложного строения, прослежены по простиранию на 500–850 м. Угли кларено-витреновые и дюреновые, обладают высокой теплотворной способностью, коксующиеся и полукоксующиеся. Утвержденные запасы месторождения по сумме категорий А + В + С<sub>1</sub> — 12,1 млн т, по категории С<sub>2</sub> — 1,06 млн т, забалансовые — 4,28 млн т.

Проявления каменного угля V-5-6, 8; V-6-5, 6, 7, 8, 9, 13, 15 изучены слабо, на большинстве из них имеются 1–2 пласта мощностью 0,5–2,5 м, прослеженные на 200–300 м.

---

\*Здесь и далее запасы полезных ископаемых месторождений приводятся по данным Государственного баланса запасов полезных ископаемых Российской Федерации по состоянию на 1 января 2007 г., если отсутствуют ссылки на иные источники информации.

**Качественная характеристика некоторых месторождений  
горючих полезных ископаемых**

Угленосные площади, месторождения	Качество полезных ископаемых, %						
	W <sup>a</sup>	A <sup>d</sup>	S <sub>t</sub> <sup>d</sup>	V <sup>daf</sup>	Q <sub>s</sub> <sup>°</sup>	C <sup>°</sup>	H <sup>°</sup>
<b>Каменный уголь</b>							
<i>Омсукчанская площадь</i> Галимовское м-ние (III-6-122) Пласт Мощный	2,19	19,1	0,4	5,4	33700	93,76	1,93
Кеновское м-ние (II-6-70). Пласт III	—	4,6	0,5	7,0	32310	—	—
<i>Хасынская площадь</i> Хасынское м-ние (VI-1-81)	—	40–60	0,2–0,8	5–10	28600–37010	91,12	4,03
Первомайское м-ние (V-2-7)	15–26	35	—	40–45	27970	77	—
<b>Бурый уголь</b>							
<i>Эльгенская площадь</i> Эльгенское м-ние (II-2-40)	42–48	15–20	0,2–4,8	50–68	26760	67,0	5,1
<b>Торф</b>							
Усть-Тасканское м-ние (II-1-34)	80	4–10	—	—	3050	—	—

W<sup>a</sup> — влажность, A<sup>d</sup> — зольность, S<sub>t</sub><sup>d</sup> — содержание серы, V<sup>daf</sup> — содержание летучих, Q<sub>s</sub><sup>°</sup> — калорийность, C<sup>°</sup> — содержание углерода, H<sup>°</sup> — содержание водорода.

Каменные угли Хасынской угленосной площади приурочены к верхнеюрско-нижнемеловой момолтыкичской свите, здесь известно Хасынское месторождение и ряд сопутствующих проявлений (VI-1-79, 83, 86).

Месторождение Хасынское (VI-1-81) объединяет 11 пластов угля, из которых на разных участках месторождения от двух до шести пластов имеют рабочую (0,5–5,0 м) мощность. Почти все пласты сложного строения, нарушены многочисленными тектоническими разрывами, рассечены дайками риолитов и базальтов. Угли тощие, отличаются повышенной зольностью (табл. 9). Месторождение эксплуатировалось в течение 1939–1945 гг.; первоначальные запасы угля 1,2 млн т [60].

Малиновская угленосная потенциальная площадь в Лыглыхтахском грабене представлена отдельными углепроявлениями (II-1-6, II-2-4), состоящими из редких пластов угля мощностью 0,5–0,9 м, приуроченных к породам малиновской свиты позднеитонского возраста.

Каменные угли известны и в других пунктах территории. В бассейне р. Хета месторождение Первомайское (V-2-7) приурочено к породам позднемеловой первомайской свиты. Здесь выявлено несколько пластов, но

только два пласта имеют рабочую (0,75–1,2 м) мощность. Пласты сложного строения, содержат прослойки породы, местами выклиниваются. По степени метаморфизма угли являются переходными от бурых к каменным. В годы войны на месторождении добыто около 200 тыс. т угля, балансовые запасы на 1 января 1960 г. составляли 330 тыс. т [60].

В бассейне р. Нерега мелкие углепроявления (IV-2-19, 26) связаны с породами верхнеюрской пеньковской свиты. Известно до 30 маломощных пластов угля, из которых два линзовидных пласта достигают мощности 0,9–2 м [58]. Угли тощие высокозольные.

**Уголь бурый.** Месторождения и проявления бурого угля залегают в палеогеновых и неогеновых отложениях неотектонических впадин, на территории листа они известны в Лыглыхтахском грабене, Сеймчано-Буюндинской и Верхнекупкинской впадинах.

Эльгенская угленосная площадь занимает северо-западную часть Сеймчано-Буюндинской впадины, включает месторождение бурого угля. Буроугольное месторождение Эльгенское (II-2-40) вмещается породами эльгенской свиты олигоценового возраста. На месторождении разведано от 30 до 50 пластов угля, из них 4–9 мощностью более 1 м. Основным рабочим пластом является пласт Мощный (14–26 м), состоящий из 2–10 пачек угля, разделенных пропластками глин. Для угля характерны высокие влажность и зольность, невысокая теплотворная способность (6000–6450 кал/кг). При эксплуатации месторождения в 1941–1956 гг. добыто 3,4 млн т угля. Балансовые запасы месторождения по сумме категорий А + В + С1 — 72,46 млн т, по категории С<sub>2</sub> — 2,57 млн т, забалансовые — 24,6 млн т.

Верхнекупкинская потенциальная угленосная площадь приурочена к одноименной впадине, угленосна миоценовая карбонгинская толща. Проявление Кананыгинское (V-6-1) образовано пластом угля мощностью 2–3 м, прослеженным на протяжении 500 м. Пласт состоит из бурой лигнитизированной древесины в виде сплюснутых обломков стволов и сучьев деревьев (10–60%) и буровато-черного тонкослоистого лигнита (40–90%) с включениями мелких капель янтаря. Зольность 4,37%, выход смолы 17,2%, летучих 59,8%. Теплотворная способность 6732 кал/кг.

Другие углепроявления площади (V-6-4, 6, 7) представлены отдельными маломощными пластами и прослоями слабо диагенезированных зольных бурых углей и лигнитов.

Ряд углепроявлений (I-1-23, 24, 31) известны в пределах Лыглыхтахского грабена среди угольнинских слоев миоценового возраста. Они представлены единичными пластами мощностью до 3 м, залегающими субгоризонтально или слабонаклонно. Качественный анализ углей не производился, запасы угля предположительно оцениваются в 0,5–1 млн т.

**Торф.** Залежи торфа обычно располагаются в низменных участках территории, на заросших и заболоченных поверхностях надпойменных террас, изучены недостаточно, разведывались только вблизи населенных пунктов. По генезису преобладают месторождения переходного типа,

реже низинного. Торф хорошо- или среднеразложившийся, образован сфагнумом, мхом и осокой, содержание древесных остатков до 30%. Используется для отопительных целей и приготовления удобрений. На территории известны три малых месторождения торфа.

Месторождение Усть-Тасканское (II-1-34) имеет площадь 336 га, средняя мощность залежи 1,65 м. Степень разложения торфа 15–20%, средняя влажность 80%, зольность 4–10%. Теплотворная способность 3050 кал/кг. Выход воздушносухого торфа с 1 м<sup>3</sup> залежи 250 кг. Тасканским энергокомбинатом в 1943–1953 гг. было добыто 130 тыс. т воздушносухого торфа. Запасы месторождения около 30 млн м<sup>3</sup> [1].

Месторождение Оротуканское (III-1-68) площадью 3,32 км<sup>2</sup> представлено залежью торфа от 0,5–0,7 м по краям до 6,1 м в центре. Зольность торфа 3–9,8%, содержание летучих 71–84%, теплотворная способность 4683–5905 кал/кг. Выход воздушносухого торфа с 1 м<sup>3</sup> залежи 158 кг. Торф пригоден для использования в отопительных целях.

Более мелкими масштабами обладает Аткинское (V-2-26) месторождение торфа.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Железо.** На территории листа известно два малых месторождения (I-2-10, III-3-145) и семь рудопоявлений железа (I-3-22; I-4-2, 4; II-2-2; V-5-32; VI-1-72, 93), связанных с позднемезозойскими гранитоидными массивами; все они относятся к железорудной скарновой формации.

Месторождение Чернинское (I-2-10) в северной экзоконтактовой зоне позднеюрского гранитного массива Большой Каньон представлено серией линзо- и пластообразных залежей магнетитовых руд в скарнах, реже в скарнированных известняках и роговиках верхнепермской рогачевской свиты. Разведано шесть рудных тел мощностью от 0,4 до 32 м и протяженностью до 400 м. Содержание железа в рудных телах 11–45% (максимально 62%). Кроме железа, в рудах присутствуют кобальт и олово — до 0,1%, марганец — до 4,8%, фосфор — до 0,8%. Разведанные запасы руды около 1 млн т (375 тыс. т железа) [187]. Подобные магнетитовые скарны присутствуют и в западном экзоконтакте массива.

Малое месторождение Шахтер (III-3-145) в восточном экзоконтакте позднемелового Верхнеоротуканского массива находится среди метаморфизованных верхнетриасовых отложений. Рудные тела представлены линзами амфибол-магнетитовых скарнов мощностью 0,1–0,5 м и протяженностью 12–16,5 м, наклонены к югу под углами 70–80°. Содержание железа в рудах 39–62%. Запасы руд около 5 тыс. т (1883 т железа) [141].

Аналогичный характер имеет рудопоявление руч. Чуждого (I-3-22) в западном экзоконтакте Арангасского гранитного массива. Рудное тело магнетит-карбонат-мусковитового состава образует залежь мощностью 0,6 м и протяженностью 320 м. Содержание железа 37,75%, олова — 0,25% [11].



Небольшие рудопроявления железа (I-4-2, 4) установлены на левобережье р. Колыма. Здесь среди брекчированных кварцито-песчаников среднерифейской ороекской свиты находятся линзовидные тела гематитизированных пород мощностью от 0,5 до 10 м и протяженностью от 15 до 120 м. Породы метаморфизованы и превращены в скарноиды. Содержание железа в рудах 36,4–41,3%. Спектральным анализом выявлено присутствие марганца (0,2–1%), цинка и меди в количестве 0,1–0,3% [33]. К железорудной скарновой формации эти проявления отнесены несколько условно, ввиду их не до конца ясной рудно-формационной принадлежности. Вероятно, изначальное происхождение железа здесь осадочное, но последующая переработка пород не позволяет сделать однозначный вывод.

**Марганец.** Марганцевая минерализация на территории листа проявлена незначительно. Всего известно шесть проявлений (II-2-17, 20, 32, 33, 34, 39) и три пункта минерализации. Все рудные объекты принадлежат к марганценоносной кремнисто-сланцевой формации, марганцевая минерализация приурочена к пачке вишневых и зеленых аргиллитов среднепермских отложений туринской, кипрейской, дружининской свит. Рудовмещающие аргиллиты отличаются высоким (0,3%) фоновым содержанием марганца, концентрирующегося в нескольких горизонтах мощностью 10–25 м, которые прослежены до 2,4 км. Рудные тела имеют форму согласных линз мощностью до 1,5 м и протяженностью до 7 м. Первичные руды слоистой, конкреционной и оолитовой текстуры сложены родонитом и родохрозитом, присутствуют анкерит, мезитит и барит, в зоне окисления развиты пиролюзит, псиломелан, вернадит, лимонит. Содержание окиси марганца в рудах колеблется от 2,5 до 65%, обычно 18–25%, содержание окиси железа 1,5–17,5% (до 47,5%).

Преобразование первичноосадочных руд под воздействием тектонических деформаций, регионального и контактового метаморфизма приводит к образованию вкрапленно-прожилкового оруденения, представленного пиролюзитом и его кристаллической разновидностью — полианитом. Вскрытые канавами рудоносные зоны мощностью от 77 до 132 м и протяженностью до 1 км на 3–7% сложены пиролюзитовыми прожилками, жилами и линзами мощностью 0,003–0,5 м. По содержанию окиси марганца на массу вскрытые рудоносные зоны промышленных перспектив не имеют.

Некоторые горизонты и других (каменноугольных, пермских и нижнеюрских) отложений территории листа обладают повышенным фоном марганца, а также включают карбонатно-глинистые стяжения, содержащие марганец до 1–2%.

Марганцевая минерализация обнаруживается в ряде рудных месторождений других металлов: скопления родонита и родохрозита характерны для руд некоторых месторождений золото-серебряной формации, например, на месторождении Дукач; в оловянных месторождениях северной части Сугойского синклиория среди гипергенных минералов присутствует псиломелан-вад.

**Титан.** Повышенные концентрации титана в рутиловой минеральной форме установлены при геологосъемочно-поисковых работах масштаба 1 : 50 000 [176] в южной части территории. На территории листа известно одно проявление титана.

Рудопроявление Ховань (VI-4-45) расположено на левобережье р. Яма, здесь риолиты хольчанского вулканического комплекса метасоматически преобразованы до вторичных кварцитов, в которых выявляется зональное фациальное строение. Оруденение относится, по-видимому, к титаномагнетитовой формации. Метасоматиты содержат рутил в количестве 1–2%, в образованиях серицитовой фации содержание рутила достигает 5%, присутствуют также корунд (до 5%), гематит (до 10%). Рутил (до 15%) и ильменит (до 19%) присутствуют также в более поздних гидротермальных брекчиях, в кварцевых жилах и прожилках — молибденит. Содержание двуокиси титана в рудных интервалах измененных пород принято в количестве 2,51%, оцененные ресурсы его в рудном поле 895 тыс. т [176].

Потенциально металлоносными являются песчаники рифейских и вендских отложений, обнажающиеся на левобережье р. Колыма в северной части территории; они могут представлять собой образования первично осадочного (россыпного) генезиса (формация древних титановых россыпей). Севернее территории они содержат зерна гематита (марти-та), магнетита, ильменита и рутила, содержание двуокиси титана в верхнепротерозойских песчаниках в бассейне руч. Кондовый достигает 10,8% [113].

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Медь.** На территории листа известны одно малое месторождение (I-3-2), четыре проявления (I-1-29, I-2-9, I-3-25, V-5-29) и 25 пунктов минерализации меди. Наиболее значимое оруденение приурочено к Приколымскому складчато-блоковому поднятию. Меднорудные объекты по своей формационной принадлежности делятся на две группы: относящиеся к медно-порфировой формации и к формации медистых песчаников и сланцев. Рудные объекты медно-порфировой формации (малое месторождение I-3-2 и проявления I-1-29, V-5-29) приурочены как к Приколымскому и Омудевскому поднятиям, так и к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу. Ниже приводится описание двух объектов, каждый из которых является наиболее типичным для определенной тектонической обстановки.

Малое месторождение Опыт (I-3-2), относящееся к медно-порфировой формации, находится на Приколымском поднятии, в зоне сочленения последнего с позднеюрским прогибом. Основное оруденение локализовано в меденосных серицит-хлорит-кварцевых, графит-хлоритовых сланцах и кварцитах верхнеороевской подсвиты среднерифейского возраста, в значительно меньшей степени развито в алевролитах и песчаниках верхнеилинтьасской подсвиты позднеюрского возраста. Месторождение

расположено в области влияния слабоэродированного гранитного массива. Главное рудное тело представлено крутопадающей минерализованной зоной дробления мощностью до 31 м, выполненной ветвящимися кварцевыми жилами и прожилками мощностью от 0,15 до 4,2 м. Участками рудная масса представляет собой тектоническую брекчию на кварц-карбонатном цементе с прожилково-вкрапленной минерализацией. Протяженность рудного тела 1,2 км, по падению оно прослежено до 100 м. Кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и прожилки содержат минерализацию халькопирита, пирита, галенита, сфалерита, более редких борнита, куприта, халькозина, арсенопирита, пирротина, гематита, аргентита, электрума, самородного золота. Минералы зоны окисления представлены гетитом, гидрогетитом, ковеллином, малахитом, азуритом, церусситом, самородной медью. Среднее содержание в рудах меди — 1,98%, цинка — 0,46%, свинца — 0,42%, серебра — 134,3 г/т, присутствует золото — до 1,2 г/т. Запасы меди по категории А + В + С<sub>1</sub> — 300 т, цинка — 50 т, свинца — 20 т; примерно такие же запасы металлов определены по категории С<sub>2</sub>, имеются забалансовые запасы, превышающие категорийные в 3 раза [173]. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub>: медь — 105,2 тыс. т, свинец — 22,6 тыс. т, цинк — 24,4 тыс. т, серебро — 714,6 т [215].

Проявление V-5-29 находится в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе и связано с поздне меловыми интрузивами. Проявление приурочено к экзоконтакту небольшого штока умереннощелочных гранитов конгалинского комплекса. В зоне брекчированных андезитов, сцементированных кварцем, содержится редкая вкрапленность халькопирита, галенита, сфалерита. В штуфных пробах установлены: медь — до 1,19%, свинец — до 0,12%, цинк — до 0,26%, висмут — до 0,017%, серебро — до 100 г/т и более [85].

Проявления (I-2-9, I-3-25) и пункты минерализации, относящиеся к формации медистых песчаников и сланцев, приурочены к южной части Приколымского поднятия. Наиболее типичным представителем данной формации является проявление Зеленый Пласт (I-3-25). В структурном отношении оруденение приурочено к аллохтонной пластине среднерифейских отложений, надвинутой на толщи девона и верхней юры. Меденосный пласт мощностью от 1 до 5 м подстилается и перекрывается темно-серыми до черных графитистыми филлитами. По простиранию он прослежен более чем на 5 км. Падение пласта, как и всей толщи, южное, под углами 20–30°. Сам пласт представлен зелеными кварц-хлоритовыми сланцами с налетами медной зелени, присутствуют метаморфогенные кварцевые прожилки. В прожилках отмечается медная зелень и сульфидная минерализация (борнит, халькозин). Содержание меди в рудоносном пласте 0,1–1,5%, среднее — 0,4%, предполагается, что ниже зоны окисления оно будет выше 1% [113].

Кроме объектов вышеперечисленных формационных типов, на территории листа в пределах Омuleвского поднятия отмечаются отдельные пункты минерализации (I-1-10, 12, 13) неясной формационной принадлежности. Медная минерализация приурочена к кварцевым, кварц-кальцитовым прожилкам. Содержание меди в породах с прожилковым

окварцеванием (I-1-29) достигает 1%, присутствуют цинк — 1%, сурьма — 0,3%, мышьяк — 0,25%, серебро — 70 г/т [214].

**Свинец и цинк.** Свинцово-цинковое оруденение распространено преимущественно в западной и южной частях территории листа. Наиболее значимыми рудными объектами являются комплексные свинцово-цинковые месторождения (I-1-34, III-3-146, V-1-61), проявления (I-1-17, 18, 19, 21, 28; I-2-7; III-3-101; V-1-30, 46, 48, 63, 64, 67; V-4-32, 40, 50, 69; V-5-8, 12, 19, 21, 41) и пункты минерализации. Основные комплексные объекты свинцово-цинковой минерализации относятся к свинцово-цинковой скарновой и свинцово-цинковой жильной рудным формациям.

Рудные объекты свинцово-цинковой скарновой формации установлены на Омuleвском и Балыгычанском поднятиях, в основании Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Они представлены как свинцово-цинковыми объектами, так и преимущественно свинцовыми или цинковыми проявлениями. К наиболее важным объектам относятся месторождения Кунаревское, Восточное и Скарновое, проявления Чернинское, Ненастное и группа полиметаллических проявлений (I-1-17, 18, 19, 21), приуроченные к вулкано-тектоническим структурам Орлиная и Упорная.

Малое месторождение Кунаревское (I-1-34) скарновой свинцово-цинковой формации находится на Омuleвском поднятии, в юго-западной части вулкано-тектонической просадки диаметром 4–5 км, являющейся элементом сильно эродированной Кунаревской вулканоструктуры позднеюрского возраста. Просадка выполнена средне-верхнеюрскими аргиллитами, алевролитами, песчаниками тасканской свиты, в нижней части залегает пачка известковых конгломератов, а венчают разрез туфы смешанного состава веринской свиты. Осадочные и вулканокластические породы прорваны дайками и субвулканическими интрузиями андезитов, диорит-порфиритов, риолитов и долеритов улахан-чистайской группы и вулканической серии Немичанской гряды. В основании впадины залегают терригенно-карбонатные толщи девона и перми. На глубине предполагается наличие интрузивного тела. Скарны образуют залежи замещения в известняковых конгломератах тасканской свиты, а также трещинные жилы, расположенные выше и ниже конгломератового горизонта. Скарны имеют везувиан-амфибол-пироксен-эпидотовый, геденбергит-гранатовый состав. Непосредственно в скарнах присутствуют пирротин, сфалерит и халькопирит. Главная рудная минерализация связана с более поздними кварц-карбонатными жилами и прожилками, развивающимися по скарнам. В них присутствуют сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, кобальтин, матильдит, галеновисмутит и другие минералы. Содержания основных металлов в рудах: свинец — 0,7–1,1%, цинк — 1,15–10,5%, серебро — 47–170 г/т. В южной части рудного поля скарны конгломератовой пачки сменяются метасоматическими породами: эпидозитами, джаспероидами. Этими породами сложена полиметаллическая залежь замещения мощностью от 10 до 25 м. Рудная минерализация этой залежи представлена пиритом, сфалеритом, халькопиритом, марказитом. В скарнированных палеозойских породах основания наблюдается вкрапленность

сфалерита и галенита; содержания цинка в них до 2,02%, свинца — 0,8%, серебра — 16,7 г/т. Выше конгломератового горизонта вскрыто 26 секущих жильных тел. Длина жил от 30–50 до 100–300 м, мощность от 0,3 до 3,55 м; залегание крутое (70–90°); простирание северо-западное и северо-восточное. Текстура руд вкрапленная и гнездово-вкрапленная. Рудная минерализация представлена сфалеритом, меньше халькопиритом, пиритом, галенитом, магнетитом, гематитом, марказитом, малахитом, азуритом, лимонитом и другими минералами. Жильные: эпидот, амфиболы, пироксены, кальцит, кварц. Средние содержания полезных компонентов по разным жилам колеблются в интервалах: цинк — от 0,5 до 10,5%, свинец — 0,2–4,3%, медь — 0,1–2,2%, серебро — до 144,0 г/т. Присутствуют кадмий — до 0,62%, индий [112, 113, 187]. Суммарные запасы свинца и цинка месторождения — 150 тыс. т, относятся к категории забалансовых. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составляют: цинк — 3,5 млн т, свинец — 0,6 млн т, медь — 0,3 млн т, серебро — 9 тыс. т при соответствующих средних содержаниях 3,5%, 0,6%, 0,3%, 60 г/т [113].

Серебро-свинцово-цинковое проявление Чернинское (I-2-7) приурочено к северному экзоконтакту массива Большой Каньон. Оруденение связано со скарнами по карбонатным породам среднепермской туринской свиты и относится к сереброносной медно-полиметаллической скарновой формации. Сульфидное оруденение локализовано в узлах пересечения кварц-сульфидных жильных зон северо-восточного простирания со скарнированными карбонатными породами. Рудоносные скарны представляют собой линзовидные залежи вдоль контактов известняков с мраморизованными разностями, реже вдоль контактов гранитов с мраморами или пластов известняков с алевролитами. Мощность залежей первые метры—первые десятки метров, по простиранию прослеживаются на первые сотни метров. Выделяются следующие разновидности скарнов: эпидотовые, эпидот-гранатовые, эпидот-пироксеновые, геденбергитовые, гранатовые, гранат-геденбергитовые, эпидот-магнетитовые, гранат-магнетитовые, гранат-ильваитовые и др. Главные рудные минералы — магнетит, пирротин, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит; второстепенные — фрейбергит, пирит, пираргирит, гематит, кобальтин, шмальтин, джемсонит и др. Средние содержания ведущих элементов составляют: цинк — 5,0%, свинец — 0,5%, медь — 0,3%, серебро — 200 г/т, присутствуют также висмут — до 1% и более, кобальт — до 0,6%, индий — до 50 г/т, сурьма — до 1% и более, олово — до 0,1%. Прогнозные ресурсы по категории  $P_2$ : 500 тыс. т цинка, 50 тыс. т свинца, 2 тыс. т серебра [113, 187].

Месторождение Скарновое (V-1-61) расположено в Детринском брахискладчатом районе основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Оно приурочено к юго-восточному крылу Светлинской брахиантиклинали, прорванному небольшим Бонсахчинским штоком умеренно-щелочных лейкогранитов дукчинского комплекса. Крыло брахиантиклинали сложено терригенными отложениями верхнего триаса. Оруденение локализовано в скарнированном пласте монотисового ракушняка мощностью 15–25 м, прослеженном на 1300 м. Падение пласта на юго-восток под углами 30–90°. Рудные тела имеют мощность от 1 до 22 м, протяжен-

ность 10–120 м, форма их линзовидная и более сложная с апофизами, вытянутыми по напластованию. Главные нерудные минералы скарнов — гранат, эпидот, хлорит, карбонат; второстепенные — амфибол, пироксен, кварц, флюорит, волластонит, цоизит. Рудная минерализация представлена сфалеритом, галенитом, пирротином, халькопиритом, пиритом, марказитом, в незначительных количествах отмечаются арсенопирит, аргентит, касситерит, магнетит, станнин, тетраэдрит. Рудные минералы распределены неравномерно, образуя вкрапленную, гнездово- и прожилково-вкрапленную, реже массивную текстуры. Содержание металлов в рудах: свинец — 0,08–11,89%, цинк — 0,12–16,29%, медь — 0,02–1%, серебро — 0,1–128,0 г/т, олово — 0,001–0,05%, висмут — 0,001–0,1%, кадмий — 0,001–0,09%. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составляют: свинец — 35 тыс. т, цинк — 65 тыс. т, медь — 12 тыс. т, серебро — 100 т при средних содержаниях соответственно 1,17%, 2,17%, 0,39%, 38 г/т [127].

Свинцово-цинковое проявление Ненастное (V-1-67), расположенное юго-западнее месторождения Скарновое, также относится к скарновому типу, оруденение приурочено к тому же пласту скарнированных ракушнякав. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составляют: свинец — 10 тыс. т, цинк — 5,5 тыс. т, серебро — 7 т [127].

Месторождение Восточное (III-3-146) расположено в Балыгычанском поднятии, приурочено к восточному экзоконтакту Верхнеоротуканского массива омсукчанского комплекса, к зоне рудоконтролирующего Паутовского разлома. В рудном поле обнажаются ороговикованные терригенные породы оротуканской свиты. Оруденение представлено двумя зонами дробления протяженностью до 0,5 км, мощностью 10–15 м, падающими на север под углом 60°. Наиболее богатые руды выделяются на участках брекчирования скарнированных и ороговикованных известковистых алевролитов и песчаников, сцементированных сульфидными агрегатами. Протяженность таких участков 6,5–7,5 м, а мощность 2–3,5 м, иногда до 7 м. Сульфиды представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Из жильных минералов присутствуют кварц, кальцит, хлорит, флюорит. Руды в целом сравнительно убогие, лишь на отдельных участках суммарные содержания свинца и цинка составляют несколько процентов. В наиболее богатых рудах содержания составляют: цинк — 5,71%, свинец — 5,65%, медь — 0,93%, окись марганца — 1,45–3,44%, серебро — 81,2 г/т. Среднее суммарное содержание свинца, цинка и меди при подсчете запасов принято 1,34%. Запасы свинца и цинка по категориям  $C_1 + C_2$  составили 23,8 тыс. т [143].

Проявления свинцово-цинковой жильной формации известны в Арманском вулканическом поле Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в Армано-Вилигинском синклинии.

Проявления свинца и цинка (V-1-46, 48, 50, 54, 63, 64), сосредоточенные в Арманском вулканическом поле Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, представлены хлорит-кварцевыми, иногда кварцевыми жилами и зонами прожилкового окварцевания, залегающими в ороговикованных терригенных отложениях верхней перми, реже триаса и нижней юры. Протяженность жил и зон от 100 до 1000 м, мощность 0,3–1,8 м.

Сульфидная минерализация представлена галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, реже встречаются станнин, касситерит, магнетит, пирротин. Средние содержания свинца в рудных телах составляют 3–9%, цинка — 1–6%, обычно присутствует серебро — десятки г/т. Прогнозные ресурсы свинца и цинка по проявлениям невысокие — от 4 до 80 тыс. т [127]

В Арmano-Вилигинском синклинии свинцово-цинковые и свинцовые жильные проявления (V-4-32, 33, 40, 50, 51, 69; V-5-8, 12, 19, 41) связаны также с магматизмом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, имеют сходные характеристики и незначительны по своим масштабам. Сульфидная минерализация наблюдается в зонах окварцевания, кварцевых жилах, залегающих в субвулканических риолитах и дацитах, осадочных породах, роговиках и интрузивных телах кислого состава. Масштабы минерализации обычно небольшие.

В центральной части рудопроявления Кивалгинское (VI-4-18) на площади 1,5 км<sup>2</sup>, среди осадочных отложений средней юры и субвулканических интрузий среднего состава ульинского комплекса, установлена серия рудоносных зон, тяготеющая к разрывам западной—северо-западной и субширотной ориентировки. Зоны представлены гидротермально измененными породами (кварц-серицитовыми, кварц-гидрослюдистыми, монокварцевыми), вмещающими кварцевые, сульфидно-кварцевые, реже карбонат-кварцевые и хлорит-кварцевые прожилки и жилы. Протяженность рудоносных зон 0,1–1,5 км, ширина — от первых метров до 250 м. Мощность жил до 3 м, протяженность до первых сотен метров. Рудные минералы в жилах представлены вкрапленностью, прожилками и гнездами галенита, халькопирита, сфалерита и пирита. Во вмещающих породах отмечалась вкрапленность тех же минералов. Среди вторичных минералов распространены англезит, церуссит, смитсонит, гидроокислы железа, ковеллин, малахит, азурит. Самая крупная из зон — Южная имеет зональное строение: в осевой части развиты окварцевание, серицитизация, эпидотизация, на флангах — хлоритизация. Наиболее оруденелые участки расположены в центральной части зоны. Их длина колеблется от десятков до первых сотен метров, а мощность — от долей метра до первых метров. Главными компонентами прожилково-жильных тел на нижних эрозионных врезях является медь, свинец, цинк, на верхних — свинец и цинк. Вкрест простираения зоны, в ее осевой части, из рудных минералов преобладают халькопирит, галенит, в краевых частях — сфалерит, галенит. Максимальные содержания рудных компонентов установлены в жилах, линзах и прожилках. Содержание золота в бороздовых пробах составляет до 2 г/т, серебра — до 100 г/т, меди, свинца и цинка — до 1% и более (данные спектрального анализа). Химическим анализом проб, отобранных в осевой части зоны из кварц-сульфидной жилы мощностью 2,6 м, установлено содержание меди от 0,1 до 5,4% (среднее 1,14%), свинца от 0,02 до 5,4% (среднее 1,1%), цинка от 0,04 до 1,26% (среднее 0,4%), золота от 0,2 до 3,4 г/т, серебра от 3 до 230 г/т. Прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> составляют: свинец — 135,4 тыс. т, цинк — 126 тыс. т, медь — 51,2 тыс. т, серебро — 760 т, золото — 3,2 т [155].

На территории листа отмечаются также проявления (I-3-7; III-6-148; IV-2-37; V-1-50, 54; V-4-33, 51; VI-4-18 — свинец; I-1-30; I-2-12, 5; II-2-1 — цинк) и пункты минерализации преимущественно свинцовые или цинковые. По своим генетическим и формационным характеристикам они сходны с вышеописанными комплексными объектами.

**Никель.** Никелевая минерализация на территории практически отсутствует и представлена лишь в виде пяти литохимических ореолов рассеяния, в которых никель ассоциирует с кобальтом.

**Кобальт.** На территории известны четыре малых месторождения (II-2-4, 12, 16; VI-1-20), восемь проявлений (I-2-8, 11; II-2-15; II-4-12, 19; III-6-159; V-5-25; VI-1-15) и шесть пунктов минерализации кобальта. Большинство месторождений и проявлений сосредоточены в северной части Сугойского синклиория, где обнаруживают генетическую связь с позднеюрскими, реже позднемеловыми гранитоидами. В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе в пределах Арманского вулканического поля кобальтовое оруденение ассоциирует с гранитоидами позднемелового конгалинского комплекса. Месторождения и проявления кобальта принадлежат к арсенидной кобальтовой формации.

Малое месторождение Верхне-Сеймчанское (II-2-12) располагается в восточном экзоконтакте гранитоидного массива Большой Каньон, в ороговикованных средне-верхнеюрских песчано-сланцевых отложениях тасканской свиты. Оруденение контролируется Веринским разломом северо-восточного простирания и локализуется в оперяющих его нарушениях. Кобальтоносные рудные тела представлены жилами или минерализованными зонами дробления. Всего на месторождении разведано 17 рудных тел протяженностью 250–1500 м, мощностью 0,1–6 м (средняя 1,1 м) на глубину 350 м. Основными жильными минералами, составляющими 75–80% жильной массы, являются кварц и железистый хлорит, меньше — турмалин, в подчиненном количестве — кальцит, флюорит, адуляр. Рудные минералы, образующие мелкую вкрапленность, реже гнездовые скопления и прожилки, представлены арсенопиритом, пиритом, кобальтином, висмутином, пирротинном, халькопиритом, галенитом, самородным висмутом, скуттерудитом, хлоантитом, шмальтином, гуанохуатитом, селенидами и теллуридами серебра. Всего описано свыше 50 минералов. Зона окисления развита до 50–70 м; характерные минералы — эритрин, лимонит, базовисмутит, халькозин. Среднее содержание кобальта в рудных телах — 0,11%; в балансовых рудах, запасы которых на 1.01.1947 г. составляли 1212 т, — 0,14%. Руды месторождения являются комплексными; в кобальтовом концентрате содержатся: селен — 0,0605%, теллур — 0,019%; золото — 215 г/т, висмут — 0,3%. По результатам штучного опробования отвалов рудных тел содержание серебра составляет до 479,2 г/т, золота — до 1 г/т, висмута — до 1%. К 1955 г. добыто 744,4 т кобальта, оставшиеся балансовые запасы составили 76,9 т при среднем содержании 0,12%. Кроме того, по категории С<sub>2</sub> в оставшихся блоках подсчитаны запасы висмута — 188,6 т (среднее содержание



0,036%), селена — 16,5 т (содержание 0,001%), теллура — 7,8 т (содержание 0,0005%) [187].

Малое месторождение Ветвистое (II-2-16) находится в южной части Верхне-Сеймчанского рудного поля. Здесь изучено 17 минерализованных зон дробления, жил и жильных зон, залегающих в ороговикомованных терригенных породах тасканской свиты. Наиболее разведаны три рудоносных тела, которые прослежены на 110–500 м, мощность их от 0,05 до 3 м, средняя 0,3–0,7 м. Жильные и рудные минералы аналогичны месторождению Верхне-Сеймчанское. Содержания кобальта в основном убогие, редко достигают 0,1%, установлены селен — 0,004–0,17%, теллур — 0,003–0,01%, висмут — до 0,4%. По зоне № 1 подсчитанные запасы кобальта категорий В + С<sub>1</sub> составили 6,18 т при среднем содержании 0,08%, забалансовые запасы категорий В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> — 6,54 т при содержании кобальта 0,03% [91].

Малое месторождение Ветровое (II-2-4) расположено в западном экзоконтакте диоритового штока Хапчагайский, в надынтрузивной зоне гранитоидной интрузии, небольшие выходы которой наблюдаются в рудном поле месторождения. Рудные тела приурочены к зонам дробления в роговиках и гранитоидах и представлены жилами и минерализованными брекчиями. Преобладающее простирание рудных тел северо-восточное, отмечается также северо-западное, падение крутое — до 50–60°. Для жил характерны частые раздувы (до 2 м) и пережимы (до нескольких см). На глубину жилы прослежены до 70 м. С глубиной интенсивность оруденения сокращается. По минеральному составу выделено четыре типа жил: полевошпат-кварцевые, турмалин-кварцевые, хлорит-сланцевые и сульфидно-кварцевые. Наиболее высокие содержания кобальта и других полезных компонентов отмечаются в первых двух типах жил. Характерные рудные минералы: скуттерудит, шмальтин, глаукоцит, арсенопирит, халькопирит, касситерит, кобальтин, эритрин, скородит, самородный висмут, висмутин. Средние содержания кобальта по отдельным жилам достигают 1,47%, присутствуют олово — до 0,13%, висмут — до 0,7%, золото — до 3 г/т. Разведанные запасы кобальта по девяти жилам составили 63,19 т, в том числе балансовые 43,9 т при среднем содержании 0,22% [60, 187].

Проявления кобальта (I-2-8, 11; II-2-15) и пункты минерализации, находящиеся в пределах Верхне-Сеймчанского рудного поля, также представлены минерализованными зонами дробления, турмалин-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и хлорит-кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией. Мощность жил достигает 1 м при длине до 320 м. Содержание кобальта колеблется от 0,001 до 1,09%; кобальту сопутствуют олово, висмут, серебро, золото [187].

Часть проявлений кобальта (II-5-12, 19) ассоциируют с поздне меловыми лейкогранитами омсукчанского комплекса и локализованы в экзоконтактах массива Куранахский.

Проявление Желанное (II-5-19) в юго-восточном экзоконтакте представлено серией (57 шт.) хлорит-кварцевых, турмалин-хлорит-кварцевых жил северо-восточного простирания мощностью 0,18–0,4 м. Из рудных

минералов отмечены налеты и корочки эритрина. Содержания кобальта низкие — от следов до 0,006%, лишь в двух жилах достигают 0,22 и 0,31%. Присутствуют олово — сотые доли %, золото — до 0,4 г/т.

Кобальтовая минерализация другого проявления (II-5-12), расположенного северо-восточнее Желанного, приурочена к серии маломощных (0,5–0,8 м) зон брекчирования, пронизанных турмалин-кварцевыми прожилками. Максимальные содержания кобальта в прожилках достигают 0,1–0,2% [79].

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе известно одно малое месторождение и ряд проявлений и пунктов минерализации.

Малое месторождение Лево-Сейманское (VI-1-20) находится в северном экзоконтакте одноименного массива, локализовано в ороговикованных алевролитах верхнего триаса. Представлено четырьмя кварцевыми жилами с вкрапленностью сульфидов. Жила № 7 протяженностью 200 м, мощностью 0,12–0,5 м (средняя 0,26 м) имеет близмеридиональное простирание, крутопадающая. Она сопровождается зоной прожилкования шириной до 20 м. Из жильных минералов, кроме кварца, описаны хлорит и биотит, редко встречаются турмалин и карбонаты. Рудные — арсенопирит, реже пирротин, кобальтин, халькопирит, глаукоцит, скородит, эритрин, азурит, лимонит. Содержание кобальта в жиле по данным бороздowego опробования 0,05–0,37% (среднее 0,28%), присутствуют серебро — до 23 г/т, никель — до 0,1%; в штучных пробах установлены золото — до 0,3 г/т, серебро — до 19 г/т, висмут — 0,1%, кадмий — до 0,025%. В зоне прожилкования, сопровождающей жилу, содержания кобальта в отдельных пробах достигают 0,1–0,16%, среднее составило 0,04%. Остальные жилы № 3, 5, 8 имеют незначительные размеры. Запасы кобальта категории С<sub>2</sub> подсчитаны по жилам № 7 и 8 и составили 4,626 т [60, 123].

Кобальтовая минерализация на проявлении Лево-Ясинское (VI-1-15) и пунктах минерализации локализована в жилах, прожилках и зонах дробления в осадочных породах и гранитах. Содержание кобальта в жилах проявления (VI-1-15) достигает 1,81%, в остальных случаях составляет 0,01–1%. Наряду с кобальтом в некоторых пунктах установлены медь, висмут, бор, золото, серебро [123].

На остальной площади Охотско-Чукотского вулканогенного пояса кобальтовая минерализация наблюдается весьма редко. В Нявенгинской позднемереловой впадине известно незначительное проявление (V-5-25), представленное двумя кварц-хлорит-турмалиновыми прожилками с вкрапленностью халькопирита и кобальтина, налетами эритрина. Содержание кобальта — 0,3–2,8%, никеля — 0,17%, золота — 2 г/т. Прожилки локализованы в ороговикованных андезитах момолтыкичской свиты в экзоконтакте небольшого штока гранодиоритов [85].

На западном крыле Омсукчанской мульды Буюндино-Балыгычанского прогиба проявление кобальта (III-6-159) представлено зоной дробления с кварц-хлоритовым цементом и кварц-полевошпат-хлоритовыми жилами с сульфидами. Мощность зоны 0,15–0,65 м, протяженность 100 м.

Жилы прослежены на 100–400 м, мощность их 0,15–0,65 м. Содержание кобальта составляет 0,16–0,7%. Оруденение локализовано в экзонтakte массива Маяк омсукчанского комплекса [103].

**Молибден.** Молибденовое оруденение распространено в пределах Охотско-Чукотского минерагенического пояса, реже в зонах меловой тектоно-магматической активизации Яно-Колымской складчатой области. Всего на территории листа выявлены одно малое месторождение (V-4-7), 10 проявлений (III-5-23, 26; III-6-12; IV-1–74; IV-4-9, 34, 72; V-5-39; VI-3-23; VI-4-40) и 36 пунктов минерализации. Оруденение ассоциирует в основном с позднемеловыми интрузивными комплексами светлинским и магаданским, реже с омсукчанским и дукчинским и относится обычно к молибденит-грейзеновой рудной формации. Однако надо иметь в виду, что молибденит-грейзеновые проявления на территории листа чаще всего являются элементами молибден-медно-порфирового рудно-формационного ряда.

Месторождение Хакандинское (V-4-57) приурочено к гранитоидному массиву Полиметаллический. Рудные тела сконцентрированы на участке 300×400 м и представлены кварцевыми жилами и жилообразным телом кварц-полевошпат-мусковитовых грейзенов, залегающих в грейзенизированных гранодиоритах светлинского комплекса; некоторые жилы расположены в умереннощелочных лейкогранитах конгалинского комплекса. Из выявленных более 20 жильных тел с минерализацией молибденита промышленное значение имеют только пять: жилы Молибденитовая, Параллельная, Главная, Линзовая и жилообразное тело Грейзен. Горными выработками рудные тела прослежены до глубины 80 м, длина их 120–180 м, мощность 0,24–0,86 м, среднее содержание молибдена 0,51–1,35%. Из жильных минералов, кроме кварца, отмечаются мусковит и карбонат. Рудная минерализация представлена молибденитом, редко пиритом. Распределение сульфидов крайне неравномерное в жилах и относительно равномерное в грейзеновом теле. Запасы молибдена категорий  $C_1 + C_2$  составляют 457,8 т со средним содержанием 0,61%. Кроме того, на месторождении выявлено шесть кварцевых жил с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом. Участками жильный материал содержит до 10% свинца, до 15% цинка, до 589 г/т серебра и до 6,8 г/т золота. Полиметаллическое оруденение более позднее, чем молибденовое: отмечаются пересечение жилы Молибденитовая кварц-полиметаллическими жилами [41].

Ряд имеющихся на листе проявлений изучены недостаточно, их формационная принадлежность требует уточнения, они могут относиться к молибденит-кварцевой или молибден-порфировой формациям.

Проявления (V-4-72, 34; V-5-39) и пункт минерализации (V-4-73) молибдена распространены вблизи месторождения Хакандинское и представляют собой молибденоносные штокверки. Содержание молибдена определялось только в прожилках и на всю рудную массу не оценивалось. Проявления могут представлять интерес в отношении выявления промышленно-значимых большеобъемных объектов.

Проявление Березовское (V-4-72) представлено пересекающимися кварцевыми прожилками с халькопиритом, молибденитом, пиритом и сфалеритом в роговиках кровли Березовского гранодиоритового массива магаданского комплекса. Густота прожилков достигает 2–3 на 1 м, мощность 1–5 см. В жильном материале содержится 0,5% молибдена, 1% цинка и 0,3% меди [41].

Аналогично проявление в истоках р. Килган (V-4-34), но здесь кварцевые и кварц-полевошпатовые прожилки, реже жилы приурочены к умереннощелочным гранитам дукчинского комплекса массива Верхнекилганинский. Мощность жил не превышает 0,3 м. В штуфных пробах содержание молибдена достигает 4%, олова — до 0,13%, цинка — до 0,13%, золота — до 0,4 г/т [41].

Проявление Перевальное (VI-3-23) также относится к штокверковому типу. Оруденение представлено прожилками и кварцевыми жилами мощностью до 0,5 м в ороговикованных терригенных породах триаса и юры, близ контакта с небольшим штоком умереннощелочных гранитов. Прожилки беспорядочно ориентированы, местами создают густую сеть, в целом группируются в полосу близмеридионального простирания протяженностью до 2 км и шириной до 200 м. Жильный кварц содержит рассеянную вкрапленность молибденита, который отмечается и во вмещающих роговиках. Содержание молибдена в жилах 0,01–0,5%, в некоторых пробах установлены золото — 0,1–0,5 г/т, серебро — до 5 г/т, висмут — 0,03%, свинец — 0,2%, цинк — 0,01% [60].

В пределах зон меловой тектоно-магматической активизации молибденовая минерализация не имеет широкого распространения. Здесь отмечены четыре проявления (III-5-23; 26, III-6-12; IV-4-9) и отдельные пункты минерализации. Наиболее представительное Доронинское рудопроявление.

Рудопроявление Доронинское (IV-4-9) расположено в пределах небольшого Доронинского штока гранитов светлинского комплекса. Проявление изучено недостаточно, возможна принадлежность его к молибден-порфировой формации. Прожилково-вкрапленная молибденовая минерализация сконцентрирована в рудном штокверке овальной формы размером 500 × 250 м, приуроченном к зоне катаклазированных гранитов. Вертикальный размах оруденения в современном эрозионном срезе составляет 250–300 м. Рудный штокверк представлен прожилками и жилами молибденит-кварцевого, кварцевого, сульфидно-кварцевого, сульфидно-хлорит-молибденит-кварцевого, молибденит-биотит-полевошпат-кварцевого состава. Количество прожилков в среднем составляет 3–10 шт. на 1 м, увеличиваясь до 30–60 шт. на околожильных участках. Прожилки непотяженные, разноориентированные, мощность их от 1–5 мм до 1–5 см. Жилы мощностью до 0,3–1 м и протяженностью от 50–80 до 300 м имеют северо-восточное (55–65°) простирание. Рудные минералы — молибденит, арсенопирит, пирит образуют вкрапленность и гнезда как в кварце, так и во вмещающих гранитах. Содержание молибдена в жилах и прожилках изменяется от 0,01 до 0,5%, содержание серебра достигает 10–61 г/т, золота — 0,2 г/т. Среднее содержание молибдена в штокверке составляет

0,066%. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  оценены в 56 тыс. т молибдена [208].

**Вольфрам.** На площади листа известны одно среднее (IV-1-29) и одно малое (II-3-4) месторождения, 14 проявлений (I-6-13, 17; II-3-29; III-6-108, 128; IV-1-60, 67, 78; IV-3-27, 61; IV-4-34; IV-6-1, 5; V-3-37) и 11 пунктов минерализации вольфрама. Кроме того, вольфрамовая минерализация часто устанавливается в месторождениях олова и золота. Основное оруденение приурочено к структурам Яно-Колымской складчатой области и относится к вольфрамит-грейзеновой рудной формации.

Среднее месторождение вольфрама Бохапчинское (IV-1-29) приурочено к северо-западному экзоконтакту одноименного гранитоидного массива сибердыкского комплекса. Вмещающие — ороговикованные терригенные породы триаса. Рудоносными являются жилы и прожилки кварцевого, полевошпат-кварцевого и карбонат-кварцевого состава, а также грейзены, в совокупности образующие линейный штокверк протяженностью 1600 м при мощности 30—210 м. Оруденение на глубину не прослежено, предполагается, что оно распространено до 300 м — до кровли гранитного массива. Мощность прожилков и жил от 0,01 до 1,2 м, простирание преимущественно северо-западное, падение в большинстве случаев на юго-восток от пологого до крутого. Отмечаются и разноориентированные прожилки и жилы. В непосредственном контакте и на продолжении жил наблюдаются участки грейзенов шириной от 30—40 см до 1—1,5 м, представленных мусковит-кварцевыми, турмалин-кварцевыми, топаз-кварцевыми образованиями. Распределение оруденения в жилах и прожилках неравномерное, часто гнездовое, обычно приуроченное к зальбандам жил или местам их пересечения. Жильные минералы: кварц, мусковит, турмалин, карбонаты, полевые шпаты, хлорит, флюорит, андалузит, топаз, сидерит, апатит, гранат. Рудная минерализация представлена вольфрамитом, шеелитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, золотом, самородным висмутом, кубанитом, касситеритом, базовисмутитом. В пределах штокверка выделены обогащенные участки (Морион, зоны Северная и Восточная). Мощность обогащенных жильных зон в среднем 15 м, средние содержания трехоксида вольфрама в них составляют от 0,63 до 1,4%. Установлены повышенные содержания золота — до 1,5 г/т, серебра — до 12,4 г/т, олова, висмута и лития — до 0,05%. Месторождение относится к вольфрамит-кварцевой грейзеновой формации. Запасы по категории  $C_2$  составляют 24,407 тыс. т трехоксида вольфрама. Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  по месторождению Бохапчинское — 85 тыс. т трехоксида вольфрама, а в целом по рудному полю с учетом прогнозных ресурсов проявления Малиновое, расположенного на северо-западном фланге — 129,8 тыс. т [60].

Малое месторождение Гусиное (II-3-4) приурочено к выходу небольшого гранитоидного штока. Рудные тела (кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы) расположены в зоне разлома северо-восточного простирания, секущей как граниты, так и ороговикованные осадочные породы верхнего триаса. Длина зоны 1300 м, ширина 200—250 м. Интрузивные и осадочные породы в этой зоне грейзенизированы, у контактов с жилами превращены

в кварц-турмалиновые и кварц-мусковитовые грейзены. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 1,2 м, длина от 107 до 370 м. В жилах встречаются крупные (до 10–15 см в поперечнике) кристаллы шеелита, вольфрамит, арсенопирита и горного хрусталя. В подчиненном количестве присутствует пирит, редкие — молибденит, пирротин, халькопирит, галенит, леллингит, самородные золото и висмут и другие минералы. Содержание трехокси вольфрама колеблется от десятых долей процента до 19,4%, среднее по трем главным жилам — 0,67% при средней мощности 0,6 м. Вольфраму сопутствуют олово — 0,07%, молибден — до 1%, серебро — до 68 г/т, золото — 0,6 г/т, присутствуют висмут, тантал, ниобий и другие элементы. Общие запасы трехокси вольфрама на месторождении, подсчитанные по категориям В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub>, составляют 434,3 т. Прогнозные ресурсы по категории Р<sub>2</sub> оценены в 49 тыс. т при среднем содержании трехокси вольфрама 0,34% [110].

Южнее месторождения установлена делювиальная россыпь длиной 500 м, шириной до 50 м, мощностью 0,8 м со средним содержанием вольфрамовых минералов 600 г/м<sup>3</sup>. Мелкие россыпи вольфрамита, шеелита выявлены в долине ручьев Гусиный, Елец, Снежный [49, 60].

В зонах меловой тектоно-магматической активизации собственно вольфрамовое оруденение не имеет промышленных масштабов, хотя некоторые проявления требуют доизучения для окончательного определения их значимости.

Проявление Балу (IV-3-27) приурочено к роговикам по осадочным породам триаса в южном экзоконтакте Сулухачанского гранитного массива. Рудные тела представлены кварцевыми жилами и прожилками, минерализованными зонами дробления, скарновыми телами. Жилы имеют мощность от 0,2–0,4 до 4–5 м, протяженность от 10–15 до 150–200 м. Параметры минерализованных зон дробления: мощность от 0,3–0,5 до 4–5 м, длина до 350–500 м. Скарновые тела образуют линзы, гнезда, прожилки, иногда группирующиеся в зоны северо-восточного или близширотного простирания мощностью до 7–8 м, протяженностью предположительно десятки метров. Нерудные минералы в жилах — кварц, хлорит, карбонат, альбит, мусковит, биотит, турмалин, циркон; в скарнах — гранат, диопсид, турмалин, карбонат, хлорит, кварц, изредка светлая и бурая слюдка, пироксен (преимущественно диопсид, но встречается и геденбергит), роговая обманка, везувиан. Рудная минерализация в жилах — золото, вольфрамит, молибденит, касситерит, пирит, арсенопирит, сфалерит, ильменит, вторичные — малахит и азурит; в минерализованных зонах — пирит, галенит, золото; в скарновых — сульфиды, шеелит, магнетит (крайне редко). Содержание трехокси вольфрама в рудных телах около 0,1%, в единичных штучных пробах из скарнов — до 0,65%, золота — 1–3 г/т, олова — 0,03%. Перспективы проявления неопределенные [60].

Проявление (IV-4-34) приурочено к роговикам экзоконтакта гранодиоритового штока Улахан конгалинского комплекса. Представлено зоной прожилкования северо-восточного простирания мощностью 20 м и протяженностью 700–750 м. Прожилки и маломощные жилы в зоне относительно редкие, сложены кварцем, турмалином, серицитом, содержат

вкрапленность арсенопирита и вольфрамита. В штучных пробах содержание трехоксида вольфрама составляет 0,007–2,25% [208].

Проявление Кальян (IV-6-1) располагается в северо-восточном экзо-контакте штока среди ороговикованных осадочных пород триаса, прорванных субвулканическими телами андезитов, габбро-диоритов, диорит-порфириров. Оруденение представлено двумя штокверковыми телами, локализованными в малых интрузиях габбро-диоритов, частично — в осадочных породах. Протяженность рудных тел 150–200 м, мощность 30–100 м, глубина оруденения 200 м. Мощность прожилков 0,5–3,0 см, преобладающее простирание северо-западное, падение к юго-западу под углом 40–45°. Состав прожилков кварц-полевошпатовый с шеелитом, турмалином, флюоритом, ортитом и серицит-кварцевый с шеелитом, молибденитом. В незначительных количествах присутствуют пирит, халькопирит, арсенопирит, вольфрамит. Содержание трехоксида вольфрама в пределах 0,08–1,1%; в среднем по участку — 0,45%. Прогнозные ресурсы по категории P<sub>2</sub> составляют около 20 тыс. т трехоксида вольфрама [49].

В Сугойском синклинии и на его сочленении с Балыгычанским поднятием вольфрам имеет промышленное значение в рудах оловянных месторождений, где его содержание колеблется от сотых долей до 0,1–0,3%, на Невском месторождении — достигает 7%.

**Олово.** Оловорудная минерализация развита на территории достаточно широко и характерна для различных тектонических структур. Всего имеется шесть средних (II-3-6; III-6-35, 121, 138; IV-6-16; V-2-12), 38 малых месторождений, 136 проявлений, 62 пункта минерализации олова, 34 малых россыпных месторождения касситерита. Олово большей частью генетически связано с позднемеловыми лейкогранитами, реже ассоциирует с позднеюрскими гранитоидами, относится к касситерит-кварцево-грейзеновой и оловорудной силикатно-сульфидной формациям.

Наиболее значительный объем оловорудных объектов касситерит-кварцево-грейзеновой формации сосредоточен в Балыгычанском поднятии и Сугойском синклинии. Большой частью месторождения пространственно и генетически связаны с гранитами омушчанского комплекса, в других случаях эта связь не столь отчетлива, так как месторождения располагаются в вулканитах или терригенных отложениях мелового возраста. Поскольку рудные объекты касситерит-кварцево-грейзеновой формации разнятся морфологическими и минеральными особенностями, ниже приводится более подробное описание ряда месторождений и проявлений.

Среднее месторождение Хатарен-Индустриальное (III-6-35), рудное поле которого занимает площадь 35 км<sup>2</sup>, приурочено к Североомсукчанскому гранитному массиву. Выделяется пять участков концентрации рудоносных турмалин-хлорит-кварцевых жил преимущественно северо-восточного простирания. Всего известно более 100 жил, из которых 35 имеют промышленное значение. Протяженность жил 20–1500 м, мощность 0,08–1,72 м. Текстуры руд полосчатые, брекчиевидные, пятнистые, друзовые. Для жил характерно зональное строение: зальбанды сложены мелкозернистой кварц-турмалиновой или кварц-хлорит-турмалиновой массой,

далее следуют касситеритовые и касситерит-магнетитовые полосы, затем полосы гребенчатого кварца и в центральной части встречаются друзовые полости с флюоритом, кальцитом, адуляром и альбитом. Здесь же отмечаются апатит, шеелит, ортит, ксенотим, серицит, гематит, каолинит, арсенопирит, лёллингит, пирит, халькопирит, сфен, ильменит, пирротин, молибденит и вольфрамит. С глубиной количество касситерита в жилах уменьшается. Наиболее богатое оруденение распределяется в виде узких горизонтальных или слабонаклоненных лент на гипсометрических уровнях с абсолютными отметками 850–1100 м. Запасы олова составляли 12 тыс. т при содержаниях 0,23–5,7%, большая часть (10,5 тыс. т) добыта. Кроме олова, в рудах присутствуют (%): марганец — 0,1–1,0, титан — 0,05–0,5, молибден — 0,5, висмут — 0,1–0,5 [49, 201]. По современной оценке запасы олова по категориям А + В + С<sub>1</sub> — 1660 т, по категории С<sub>2</sub> — 118 т, забалансовые — 1779 т.

Среднее месторождение Галимовское (III-6-121) расположено в области развития осадочных пород галимовской свиты, рассеченных многочисленными силлами и штоками диорит-порфириров и гранит-порфириров. Распространены пластообразные турмалин-кварцевые и турмалин-хлорит-кварцевые жилы, группирующиеся в основном в две свиты, и поперечные соединяющие их вертикальные жилы. Основными промышленными рудными телами являются согласные пластообразные метасоматические жилы мощностью 0,1–3 м, приуроченные к контактам силлов. По простиранию жилы прослеживаются до 400–500 м, по падению — до 200–400 м. В жилах наблюдаются вкрапления, гнезда, линзы и прожилки касситерита, пирита, арсенопирита, галенита, станнина. Текстуры руд массивные и полосчатые. Содержание олова — до 10–15% (среднее 0,5–0,8%). Наиболее богатые руды в виде лентообразных столбов концентрируются на сопряжении пологих жил с поперечными. Запасы олова составляли 10,7 тыс. т. Помимо олова в рудах присутствуют золото (0,8–6,6 г/т), серебро (10–592,8 г/т), кобальт (0,38%), индий (0,01–0,33%), иттрий (0,007–0,008%). Запасы олова по категориям А + В + С<sub>1</sub> — 5105 т, С<sub>2</sub> — 1538 т, забалансовые — 2564 т. Месторождение в значительной степени отработано, но перспективы узла могут быть расширены за счет изучения имеющихся рудопроявлений и пунктов минерализации [49, 201].

На среднем месторождении Невское (III-6-138) оруденение локализовано в параллельной западному контакту Невского массива зоне повышенной трещиноватости протяженностью 900 м и шириной 180–350 м. Рудные тела (всего их девять) представляют собой обогащенные касситеритом кварц-топаз-пиррофиллитовые залежи, вытянутые в северо-западном направлении и падающие на северо-восток под углом 60–70°. Основными являются два столбообразных рудных тела длиной до 60 м, протяженностью по падению 180 и 75 м. Площади горизонтального сечения с глубиной уменьшаются втрое. В рудах установлено более 70 минералов, главными из них являются касситерит, вольфрамит, арсенопирит, галенит, халькопирит, в том числе необычные для оловянных руд сульфид-селено-висмутид свинца, гуанахуатит, самородный селен и др. Распределение олова в рудах неравномерное, средние содержания по



различным горизонтам меняются от 0,72 до 5–7, чаще 2–4% (среднее по месторождению 3,65%). Кроме олова, руды содержат трехокись вольфрама (до 7%), висмут (0,08–1,06%), серебро (4,6–7,7 г/т), золото (0,2 г/т), галлий, селен, теллур, индий, скандий, германий. Запасы олова составили 10,8 тыс. т, вольфрама — 516 т, висмута — 112,7 т. Месторождение почти полностью отработано [49, 201].

Среднее месторождение Ирча (IV-6-16) находится на сочленении юго-восточной части Сугойского синклинория и Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса. Оно представлено в основном штокверковым типом оруденения. Рудное поле месторождения (4,5 км<sup>2</sup>) сложено юрскими отложениями, частично перекрытыми меловыми эффузивами среднего и кислого состава. Стратифицированные образования прорваны гетерогенным штоком Кривой, сложенным габбро-диоритами, риолитами. Рудные тела представлены штокверковой зоной, жилами и минерализованными зонами дробления. Главное оруденение сосредоточено в штокверковой зоне прожилково-гнездовой минерализации, приуроченной к экзоконтакту штока. Ориентировка зоны северо-западная, протяженность 750 м, ширина 110–165 м. Установленный вертикальный размах оруденения — 370 м. Прожилки группируются в эшелоны, располагающиеся кулисообразно. Наибольшее распространение имеют прожилки северо-западного направления. Мощность их до 2–3 см, частота от 1 до 12 на 1 пог. м. Сложены они кварцем, полевым шпатом, турмалином, реже хлоритом, кальцитом, флюоритом. Рудные минералы: касситерит, халькопирит, пирротин, галенит, пирит, сфалерит, арсенопирит, станнин. Содержание олова в рудах колеблется от сотых долей до 31,56%, среднее 0,76%. Разведанные по категории С<sub>1</sub> запасы олова переведены в категорию забалансовых; в целом по штокверковой зоне они составляют 13,6 тыс. т, при среднем содержании олова 0,38%. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> восточного фланга месторождения оценены в 12 тыс. т олова [49, 201].

Малое месторождение Валентиновское (II-4-5) с рудным полем площадью 4 км<sup>2</sup> располагается в пределах Куранахского массива. К разломам северо-восточного направления приурочены зоны грейзенизации, вмещающие рудные тела. Протяженность зон до 1 км, ширина 5–20 м. Рудные тела представлены крутопадающими кварц-турмалиновыми и кварц-топазовыми жилами мощностью от десятков сантиметров до 1 м. Касситерит в них локализуется в виде крупной вкрапленности или мало-мощных прожилков и небольших гнезд. Из других рудных отмечаются вольфрамит, арсенопирит, пирит. Месторождение разведано с поверхности и на глубину до 100 м. Запасы категорий В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> подсчитаны в количестве 1008 т при мощности рудных тел 0,65 м и среднем содержании олова 0,48%. Олову сопутствуют бериллий, литий, вольфрам. Прогнозные ресурсы оценены в 12 тыс. т при средней мощности рудных тел 1,73 м и среднем содержании олова 0,53%. Содержание попутных полезных компонентов составляют: бериллий — 0,003–0,1%, вольфрам — 0,2% [79].

Малое месторождение Климовское (III-3-121), относящееся к грейзеновому типу, расположено на западной периферии Верхнеоротуканского массива лейкогранитов омсукчанского комплекса в пределах

Балыгычанского поднятия. Рудные тела длиной до 70 м и мощностью 0,8–5,5 м представлены грубополосчатыми слюдистыми и сидерофиллит-хлоритовыми грейзенами. Рудные минералы: касситерит, магнетит, пирит, арсенопирит, редко—вольфрамит, шеелит, молибденит, сфалерит, пирротин. Среднее содержание олова в рудных телах до 0,67%, максимальное — 5,95%. Подсчитанные запасы составили 150 т, прогнозные ресурсы — 670 т [49].

Малое месторождение Осолоньинское (IV-4-31) в центральной части Балыгычанского поднятия приурочено к выходу небольшого штока грейзенизированных гранит-порфиров. Рудные тела представлены линзовидными жилами топаз-кварцевых грейзенов. В жилах отмечаются также мусковит, флюорит и турмалин. Мощность грейзеновых тел 0,8–6 м, редко более 8 м; протяженность 18–68 м, простирание северо-западное. Рудные минералы (до 20%) представлены арсенопиритом, пирротином, касситеритом, образующими рассеянную вкрапленность и гнезда размером до 0,3–0,5 см. В центральных частях жил наблюдаются обособления длиной 8–12 м, мощностью 0,5–1,2 м с высоким (до 80%) содержанием касситерита. Концентрация олова в жилах варьирует в пределах 0,02–9,29%, трехокси вольфрама — до 0,04–0,06% и висмута — до 0,06%. Запасы олова по категории  $C_1$  составляют 76 т, забалансовые — 13,5 т. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  оценены в 171 т при среднем содержании олова 1,41% [208].

Малое месторождение Днепровское (IV-2-65) находится в области сочленения Иньяли-Дебинского синклиория с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Рудное поле площадью 15 км<sup>2</sup> охватывает эндоконтактовую зону апикального выступа одноименной гранитной интрузии и экзоконтактовую зону над ее продолжением к северу, где развиты роговики по аргиллитам и алевролитам верхнего триаса. Рудные тела представляют собой: 1) турмалин- и мусковит-топаз-кварцевые грейзеновые метасоматические залежи и жилы с сульфидами (до 2,8%), альбитом, фаялитом, сидерофиллитом; 2) жилы выполнения касситерит-турмалин-кварцевые и касситерит-сульфидные с флюоритом, топазом, мусковитом. Среди сульфидов преобладают арсенопирит и леллингит. Характерен ферберит, встречаются берилл, деревянистое олово, станнин, блеклые руды, висмутин, самородные висмут, серебро и золото, гнездовая вкрапленность урановых минералов. Морфология рудных тел сложная и разнообразная: от сетчатых и штокверкоподобных зон до линз и расщепляющихся жил; встречаются зоны вкрапленных руд. Протяженность рудных тел до 600 м, штокверкоподобные оруденелые зоны имеют в сечении более 1 тыс. м<sup>2</sup>. На глубину рудные тела прослежены до 400 м. Среднее содержание олова в рудах от 0,05–0,17 до 6,3%. Месторождение дало 271,6 т олова при среднем содержании 0,55%. Балансовые запасы 2900 т остались в рудах с содержанием в среднем 0,7%. Прогнозные ресурсы 2–3 тыс. т могут быть реализованы разведкой на глубину и на флангах [60].

Рудные объекты оловорудной силикатно-сульфидной формации также широко развиты на территории листа и ассоциируют как с гранитоидными массивами, так и с вулканогенными и осадочными породами мела,

иногда нижнего мезозоя. Оруденение данной формации чаще всего локализовано в турмалин-кварцевых и хлорит-кварцевых жилах.

Самым крупным оловорудным объектом оловорудно-силикатно-сульфидной формации является среднее месторождение Хетинское (V-2-12), локализованное в северо-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Месторождение приурочено к телу эксплозивных брекчий риолитов ольского комплекса размером  $300 \times 400$  м, в котором локализованы три близвертикальных рудных тела трубообразной формы овального сечения диаметром от 15 до 30 м. Они изучены на глубину до 225 м подземными выработками и скважинами. Рудные тела представлены штокверками, состоящими из большого количества сульфидных прожилков и коротких жил. Касситеритовое оруденение распределено неравномерно. Выделяются вкрапленные, прожилково-жильные руды, гнезда касситеритовых руд. Установлены три стадии минерализации: 1) касситерит-кварцевая (кварц, хлорит, касситерит, пирит, пирротин); 2) касситерит-сульфидная (кварц, хлорит, сидерит, кальцит, касситерит, пирротин, пирит, марказит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, станнин, аргентит, деревянистое олово, самородное серебро, прустит, пираргирит, самородный висмут); 3) кальцит-пиритовая. Среднее содержание олова в рудных телах 0,82%, серебра — 65,1–141 г/т (в складированной руде — 362,3 г/т), установлены кадмий (0,01–0,1%), висмут (0,01–0,1%), индий (0,02–0,07%), галлий, германий. Всего на месторождении добыто 1118 т олова. Остаток запасов составляет 13 592 т при среднем содержании 0,19%. Запасы серебра — 36,8 т [60].

Наиболее крупным оловянным объектом оловорудной силикатно-сульфидной формации северной части Сугойского синклинория является среднее месторождение им. Лазо (II-3-6). Оно приурочено к северному экзоконтакту гранитного штока Дерясь-Юрягинский позднеюрского возраста, локализовано в ороговикованных осадочных породах маратской толщи нижней—средней юры. Рудные тела (сложные по форме и строению жилы и жильные системы) контролируются крупным взбросо-сдвигом северо-восточного простирания, названным Косая Зона. Основная часть богатых рудных тел размещается в висячем крыле и приурочена к оперяющим трещинам, круто наклоненным к северо-западу. Рудные тела, число которых превышает 50, прослежены по простиранию и падению на сотни метров; средняя мощность их 0,4–0,6 м, в раздувах увеличивается до 2–3 м. Текстуры руд брекчиевые и полосчатые. Жильные минералы — кварц, кальцит, турмалин, хлорит; рудные минералы — пирротин, касситерит, пирит, марказит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит; в виде примеси (менее 1%) встречаются станнин, галенит, шеелит, вольфрамит, висмутин, самородный висмут, серебро, золото. Спектральным анализом установлено присутствие в рудах кадмия, индия, галлия, ванадия и молибдена. Месторождение почти полностью отработано, добыто 13,52 тыс. т олова при среднем содержании 1,65%. Оставшиеся балансовые запасы составляют 540 т со средним содержанием олова 0,6% [110, 132].

Два других малых месторождения, приуроченных к той же структуре, что и месторождение им. Лазо, — им. III Пятилетки (II-3-5) и им. Чапаева

(II-3-11) также большей частью отработаны. Для них характерна смена касситеритовых руд верхних горизонтов станниновыми на нижних. Добыто соответственно 740 и 430 т олова.

Малые месторождения Большой Каньон (II-2-11) и Эзоп (II-2-7) связаны с гранитным массивом Большой Каньон и размещаются в провисе его кровли. Вмещающие верхнепермские карбонатные и терригенно-карбонатные породы превращены в мраморы, скарны, роговики. Рудные тела представлены в основном грейзенизированными скарнами. Первичные скарны пироксен-гранатовые, ильваитовые, гранатовые, в их составе присутствует силикат олова — малаяит. Апоскарновые грейзены представляют собой кальцит-кварц-мусковитовый или кальцит-кварц-аксинитовый крупнокристаллический агрегат с касситеритом, арсенопиритом, сфалеритом, флюоритом, турмалином и другими минералами. Протяженность рудных тел до 380 м, мощность до 30 м. В 10 рудных телах месторождения Большой Каньон до глубины 200 м разведаны, но не отрабатывались запасы олова в количестве 7465 т при среднем содержании 0,41%; кроме того, подсчитаны запасы индия и галлия — в сумме 90 т при среднем содержании 0,005%, золота — 0,2 т, серебра — 7 т, меди — 200 т. Запасы месторождения Эзоп в 12 раз меньше [113, 187].

Малое месторождение Егорлыкское (I-6-7) расположено в центральной части одноименного лейкогранитового массива и включает ряд участков площадью около 25 км<sup>2</sup>, на которых известно более 100 кварц-турмалиновых жил преобладающего северо-западного (310–340°) простирания, редко — северо-восточного. Большинство жил имеют длину до 100 м, иногда до 350–400 м. Мощность жил меняется от 0,2 до 1,5 м. Основными минералами жил являются кварц, турмалин, касситерит, мусковит, пирит, минералы каолиновой группы, апатит, рутил, сфен. Околожильные изменения проявились в турмалинизации, каолинизации и хлоритизации гранитов в зоне шириной 0,5 м от зальбандов. Жилы распространены на глубину не менее 400–500 м, с глубиной оруденение затухает. Запасы олова составляют 760 т, из них балансовые — 590 т. Средние содержания по отдельным рудным телам колеблются от 0,87 до 5,07% [55]. Сходное строение имеют расположенные вблизи Егорлыкского месторождения малые месторождения Правый Егорлык (I-5-16), Перун (I-5-18) и четыре рудопроявления.

Малое месторождение Кинжал (III-3-90) находится в северо-западном экзоконтакте Верхнеоротуканского массива лейкогранитов. Рудные тела представлены турмалин-кварцевыми жилами (числом около 60) северо-восточного простирания длиной 75–480 м и мощностью 0,08–4 м. Рудная минерализация: пирротин, арсенопирит, пирит, сфалерит, халькопирит, станнин, касситерит. 15 жил разведано на глубину 130 м. Запасы олова в них составили 1146,5 т, из которых добыто 401 т при среднем содержании в рудных телах 2,66%. Прогнозные ресурсы оценены в 1,26 тыс. т [49].

Малые месторождения Светлое (V-1-57) и Игака (V-1-51) относятся к оловорудной силикатно-сульфидной формации. Оба месторождения приурочены к ороговикованным породам Светлинской брахиантиклинали позднепермского и раннетриасового возраста. Рудные тела представлены

хлорит-кварцевыми и хлорит-карбонат-кварцевыми жилами с вкрапленностью касситерита, сфалерита, галенита, халькопирита, арсенопирита, пирита. Среднее содержание олова составляет соответственно 1,15 и 0,4%. Подсчитанные запасы относятся к категории забалансовых [127].

На территории листа отмечаются оловорудные объекты, несущие также золоторудную минерализацию, иногда весьма значимых содержаний. Так, на оловянном проявлении левобережья р. Буюнда (IV-4-10) содержание золота в рудных телах достигает 13,8 г/т, среднее — 2,2–6,5 г/т [208].

Проявления олова, ассоциирующие с лейкогранитным массивом Кырчанский омсукчанского комплекса, представлены зонами прожилкования, кварц-турмалиновыми и кварц-хлоритовыми жилами. Протяженность зон от 400 до 800 м, жил — 30–70 м. Рудные минералы: касситерит, халькопирит, пирротин, пирит, арсенопирит, галенит. Содержания олова не превышают 1% [84, 131].

Коренные месторождения и рудопроявления олова обычно сопровождаются ореолами рассеяния касситерита, делювиальными и аллювиальными россыпями. Оловорудные узлы по существу являются и рудно-россыпными узлами. Россыпи поздненеоплейстоцен-голоценовые, чаще всего они залегают в голоценовых пойменных и русловых отложениях, но встречаются и на террасах поздненеоплейстоценового возраста. Все они принадлежат к формации оловоносных россыпей.

Наиболее важное значение в отношении россыпей имела площадь Верхояно-Колымской минерагенической провинции внутри Лазовского, Куранахского, Верхнеоротуканского, Бастойского и Егорлыкского узлов.

В Лазовском узле россыпи касситерита руч. Дерясь-Юряга и его притоков сформированы за счет размыва рудных полей месторождений им. Лазо и им. III Пятилетки. Россыпь руч. Дерясь-Юряга (II-3-7) пойменная и террасовая. Пойменная россыпь имеет протяженность 4,3 км, ширину 30–320 м. Мощность торфов 1,4–6 м, песков — 0,2–3 м. Касситерит концентрируется в приплотиковой части аллювия; зерна плохо окатаны, встречаются глыбы рудного материала. Содержание касситерита 500–800 г/м<sup>3</sup>, иногда до 2 кг/м<sup>3</sup>. Террасовая россыпь состоит из трех пластов. Более богатый нижний пласт залегают на коренных породах на глубине 28–30 м. Протяженность его 2 км, ширина 40 м. Мощность песков 0,2–1,8 м. Содержание касситерита колеблется в пределах 2–5 кг/м<sup>3</sup>. В плотике россыпи вскрыты две кварц-турмалиновые жилы мощностью 0,3 м с содержанием олова до 0,5%. Россыпь отработана [110].

Куранахский узел объединяет целый ряд однотипных малых аллювиальных оловоносных россыпей. Значительна россыпь р. Прав. Куранах (II-4-7), располагается в пойме и приурочена к приплотиковому аллювию. Длина россыпи 7,0 км, ширина 30–50 м. Мощность торфов 2,7–4,0 м, песков — 0,9–1,6 м. Среднее содержание касситерита 577 г/м<sup>3</sup>. Запасы олова — 40,7 т, россыпь отработана [79].

В пределах Балыгычано-Сугуйской минерагенической зоны промышленные аллювиальные россыпи, в основном отработанные, известны в Галимовском, Бастойском и Егорлыкском узлах. Россыпь руч. Галимый

(III-6-120) протягивается в виде непрерывной полосы с верховьев ручья на 1800 м при ширине 30–100 м (в самом широком месте до 220–230 м). Морфологически относится к долинному типу, имеет один пласт, который приурочен к нижней части наносов. Среднее содержание олова 671 г/м<sup>3</sup>. Запасы составляли 671 т. Россыпь отработана [170].

Малая Правоегорлыкская россыпь (I-5-19) располагается в пойме. Длина россыпи 3,5 км, ширина 10–120 м. Средняя мощность торфов 3 м, песков — 0,6 м. Касситерит представлен мелкими зернами, иногда в сростках с кварцем и турмалином. Содержание касситерита меняется от 250 г/м<sup>3</sup> до 2,5 кг/м<sup>3</sup> (среднее 964 г/м<sup>3</sup>). Запасы олова 59,4 т [44].

Некоторые из россыпей вблизи Верхнеоротуканского узла — комплексные золото-оловянные. Средняя по запасам россыпь р. Золотистая с притоками (III-3-82) долинная и террасовая, многоструйчатая, размещается в верхнечетвертичных—современных осадках. Длина ее 11,9 км, ширина 100–280 м. Мощность торфов 2–15 м, песков — 0,4–2,4 м. Среднее содержание золота 1,84 г/м<sup>3</sup> (максимальное до 57,4 г/м<sup>3</sup>), содержание касситерита 150–1500 г/м<sup>3</sup>, наиболее высокие концентрации касситерита в верхней части долины. Запасы олова 6 т [143].

В Охотско-Чукотской минерагенической провинции малые россыпные месторождения олова распространены в Хетинском и Днепровском узлах и в основном отработаны.

Россыпь р. Прав. Хета (V-2-15) располагается в пойме, длина ее 6 км, ширина 40–200 м, мощность торфов 0,6–2,2 м, песков — 0,2–1 м, содержание касситерита 200–500 г/м<sup>3</sup>. Добыто (включая россыпи притоков) 522 т олова. Среди Хетинских месторождений россыпь руч. Развилочный отличается обилием деревянистого олова [60].

Россыпи Днепровского узла (IV-2-63) залегают в долине ручьев Днепровский, Решающий, Крутой и др., аллювиальные, долинные. Общая длина их 5 км, ширина 10–100 м, мощность торфов 0,6–1,4 м, песков — от 0,4–2 м в верхнем течении до 14 м — в нижнем. Содержание касситерита составляет от 100 до 7000 г/м<sup>3</sup>. Касситерит встречается в зернах размером от 0,5 до 2–3 мм и крупных сростках кристаллов весом до 50 кг. Присутствуют вольфрамит (до 26% концентрата), сфалерит, арсенопирит, самородный висмут, золото [60].

**Ртуть.** Признаки ртутной минерализации, в большинстве своем в виде шлиховых ореолов киновари, установлены почти по всей территории, но заметное значение ртуть приобретает лишь в северной части Сугойского синклиория [8]. На территории листа известно одно малое месторождение, шесть пунктов минерализации, пять литохимических аномалий ртути и пять шлиховых ореолов киновари. Все объекты относятся к ртутной аргиллизитовой формации.

Малое месторождение Кузмичанское (III-3-61), возможно, приурочено к зоне скрытого глубинного разлома. Штокверковые прожилковые рудные тела в количестве 10 приурочены к зонам дробления в юрских песчано-глинистых сланцах. Протяженность их до 100 м, ширина 10 м. Площадь наиболее интенсивного прожилкования 100 × 300 м. Киноварь находится

в тонких (до 2–3 мм) ветвящихся прожилках, а также в виде вкрапленности в осадочных породах. На глубине 4–5 м в виде мельчайших капелек наблюдалась самородная ртуть и мелкие зерна метациннобарита. Среднее содержание ртути 0,09%, с глубиной содержание резко падает. Запасы металла 16,4 т. Оруденение сопровождается элювиально-делювиальной россыпью киновари, концентрация которой достигает 200 г/м<sup>3</sup>, запасы 160 кг. В процессе разведки из россыпи добыто 50 кг ртути [195].

В верховьях ручев Ромэн, Лимит и Лев. Булур имеются пункты минерализации (II-5-5, 7) и концентрированные литохимические ореолы ртути, предполагается возможность обнаружения среднего промышленного месторождения [53].

Встречается киноварь в рудных телах Карамкенского золото-серебряного месторождения, ореолы ее рассеяния сопутствуют золото-серебряному оруденению эпитермального типа.

Вулканогенные породы Лыглыхтахского грабена сопровождаются повышенными концентрациями ртути в литохимических ореолах рассеяния.

**Сурьма.** Сурьмяное оруденение не пользуется широким распространением, сурьма чаще всего присутствует в качестве дополнительного компонента в рудах других металлов. Проявления сурьмяной минерализации относятся к двум генетическим типам: гидротермальному плутогенному и гидротермальному вулканогенному. На изученной территории известны три собственно сурьмяных проявления (III-5-12; V-5-23, 33) и 10 пунктов минерализации.

Собственно проявление сурьмы Куполок (III-5-12) расположено в орговикованных отложениях триаса, в надынтрузивной зоне Контрольного массива. Породы прорваны многочисленными дайками гранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров и более поздними дайками габбро и долеритов. Дайки и осадочные породы метасоматически изменены (окварцованы и сульфидизированы). Рудные тела протяженностью 150–250 м залегают как в дайках, так и в измененных осадочных породах и представлены антимонитовыми, антимонит-кварцевыми жилами, зонами прожилкования и сульфидно-кварцевыми метасоматитами. Мощность жил и зон прожилкования 0,1–0,8 м; содержание сурьмы в них составляет 18,1–51,25%, присутствуют литий — 0,1–1%, олово — до 0,7%, серебро — до 25,6 г/т. Мощность зон метасоматитов 0,4–4,0 м, они сложены кварцем, серицитом, карбонатом и сульфидами (до 4–5%), представленными пиритом, арсенопиритом, антимонитом. Содержание сурьмы в метасоматитах достигает 0,7%, серебра — 160,8 г/т, золота — 0,4–0,8 г/т, мышьяка — до 1%. Прогнозные ресурсы сурьмы по категории P<sub>2</sub> составляют 30 тыс. т [131].

В центральной части территории листа сурьма присутствует в золото-рудных месторождениях, относящихся к золото-антимонитовой формации.

Существенное значение сурьма имеет на месторождении Крохалиное (III-3-63). Оруденение приурочено к прожилкам и жилам кварц-антимонитового состава, пронизывающим дайку березитизированных диорит-

порфиристов. Содержания сурьмы в рудах 0,5–11,5% и в отдельных пробах выше [49]. Подобные объекты имеются также в составе Утинской, Среднеканской и Суксуканской рудных зон.

В северо-западной части территории листа, в Индигино-Колымской складчатой системе, вулканогенное сурьмяное оруденение, ассоциирующее с вулканитами позднеюрского—раннемелового возраста, присутствует на многих золото-серебряных и серебряных проявлениях. Некоторые существенно сурьмяные проявления являются, вероятно, элементами зональности золото-серебряной формации.

Рудопроявление Летяга (II-2-60) расположено в метасоматически измененных верхнеюрских—нижнемеловых риолитах и дацитах, вмещающих рудоносные вкрапленно-прожилково-жилые зоны протяженностью до 100 м и шириной от 0,5 до 3–4 м. Минерализация представлена кварцем и антимонитом, в небольших количествах присутствуют арсенопирит, марказит, миаргирит. Максимальные концентрации сурьмы (17–22%) отмечаются в небольших по протяженности (5–10 м) и мощности (до 0,35 м) линзах кварц-антимонитового состава. Среднее содержание составляет 3,45%. С сурьмой коррелируется серебро (до 300 г/т), среднее содержание — 86,1 г/т. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  для сурьмы 2800 т, для серебра — 7 т [142].

Здесь же известны и другие подобные рудопроявления (II-2-57, 64, 71), содержания сурьмы в них 1–3,6%.

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе сурьма установлена в ряде золото-серебряных и серебряных проявлений (VI-1-5, 11) и пунктах минерализации в количестве 0,03–1%. Промышленного значения не имеет. Кроме того, известны незначительные проявления сурьмы (V-5-23, 33), представленные сульфидно-кварцевыми жилами. Количество сульфидов (пирит, пирротин, арсенопирит, антимонит) в них составляет 30–60%, содержание сурьмы — 0,61–9,55% [85].

**Висмут.** Висмут самостоятельных месторождений в регионе не образует, хотя довольно широко распространен в гидротермальных образованиях в составе промышленных объектов других металлов. Немногочисленные проявления (II-1-8; IV-1-75; IV-2-48; IV-4-39, 47, 49; VI-1-2) и 11 пунктов минерализации висмута представлены зонами прожилкования мощностью 2–10 м, кварцевыми, альбит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми прожилками (0,1–0,5 м) с вкрапленностью арсенопирита, реже других сульфидов. Изредка устанавливаются висмутовые минералы: тетрадимит и висмутин (VI-1-2), самородный висмут (II-1-8). Содержание висмута 0,01–1% (максимум до 3,29%), висмуту сопутствуют олово, вольфрам, золото, мышьяк, теллур.

На проявлении Волочек (II-2-10) в северной части Сугойского синклинория разведано 40 рудных тел, представленных кварцевыми, кварц-хлоритовыми жилами меридионального простирания. Протяженность рудных тел 20–600 м; мощности от первых сантиметров до 1–2 м. Содержания висмута составляют до 1%, кобальта — до 0,5%, присутствуют золото, серебро, селен, теллур [187].



Существенное значение висмут приобретает как сопутствующий элемент (до 0,3%) в оловянных, золотых, вольфрамовых и кобальтовых проявлениях. В меньших содержаниях присутствует в полиметаллических проявлениях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

На вольфрамовом месторождении Гусиное (II-3-4) висмут является постоянной примесью руд, содержание его достигает 0,6%. На месторождении Невское (III-6-138) содержания висмута в рудах составляют 0,08–1,06%, а запасы его оценены в 112,7 т. Запасы висмута в законсервированных сульфидных концентратах Галимовской обогатительной фабрики оцениваются в несколько десятков тонн.

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Бериллий.** Основное оруденение бериллия отмечается на Балыгычанском поднятии Яно-Колымской складчатой системы. Оно представлено одним средним месторождением (III-2-129) и одним проявлением (III-2-125). Оба объекта относятся к формации берилл-редкометалльных пегматитов.

Среднее месторождение Приискатель (III-2-129), кроме бериллиевой минерализации, содержит тантал, ниобий и олово, расположено в надынтрузивной зоне крупного невоскрытого гранитоидного массива. В рудном поле, вытянутом в северо-восточном направлении на 15 км при ширине 3,5–4 км, выявлены пегматитовые жилы (91 шт.), залегающие в различной степени ороговикованных терригенных породах верхней перми. Жилы обычно протяженные (до 1,5–2 км), выдержанной мощности (0,6–1,9 м), падают на юг под углами 45–55°. По падению они прослежены на несколько сот метров без заметного уменьшения мощности. Оруденение связано с грейзенизацией (кварц, альбит, мусковит) пегматитовых тел. Рудные минералы — берилл, колумбит-танталит, касситерит. Запасы по категории С<sub>2</sub> подсчитаны по 79 рудным жилам и составили: окись бериллия — 1548,6 т, пятиокись тантала — 402,1 т, пятиокись ниобия — 277,8 т, олово — 2429,4 т при средних содержаниях, варьирующих по разным жилам (%): окиси бериллия — 0,02–0,071, пятиокиси тантала — 0,004–0,057, пятиокиси ниобия — 0,004–0,033 и олова — 0,003–0,5. Прогнозные ресурсы категорий Р<sub>1</sub> и Р<sub>2</sub> (включая разведанные запасы) составили (т): окись бериллия — 9070, пятиокись тантала — 2420, пятиокись ниобия — 2015, олово — 14 110. В некоторых жилах пегматитов отмечено литиевое оруденение, представленное сподуменом (до 25%), содержание лития в таких жилах составляет от десятых долей процента до 1,16% [143].

Изредка бериллы встречаются в гранитах Верхнеоротуканского массива, в рудах Днепровского (IV-2-65) и Валентиновского (II-4-5) оловорудных месторождений. В концентрации до тысячных долей процента бериллий присутствует в сульфидных рудах Скарнового полиметаллического месторождения (V-1-61). На Дукатском месторождении (III-6-40) в некоторых сереброносных кварц-адуляровых жилах установлен гельвин, образующий вкрапленность и дающий содержание окиси бериллия от

сотых долей до 0,213%. Бериллий в неустановленной минеральной форме присутствует в комендитах и трахириолитах цирконий-редкоземельного проявления Майское (III-3-97) в количестве 0,011% [49, 60, 143].

**Цирконий.** Наиболее значимое циркониевое оруденение выявлено в северной части Балыгычанского поднятия, на цирконий-иттриевом проявлении Майское (III-3-120). В комендитах и трахириолитах печальнинского вулканического комплекса наряду с иттрием и другими редкими элементами установлены повышенные содержания циркония (в среднем 0,28–0,46%). Минерализация, по данным Н. А. Горячева, представлена бадделейтом [143].

Пункты минерализации циркония (VI-3-16; VI-4-43) в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе промышленного значения не имеют из-за небольших масштабов и низких (0,1, иногда более 0,1%) содержаний.

**Редкие земли.** Редкоземельная минерализация распространена в основном на Балыгычанском поднятии, выделяющемся в пределах Яно-Колымской складчатой системы. Всего здесь отмечается три проявления (III-3-120, III-5-9, III-5-17) и три пункта минерализации.

На упоминавшемся выше проявлении Майское (III-3-120) главный полезный компонент — иттрий. Проявление представлено выходами экзотрузивных и субвулканических комендитов печальнинского комплекса; на западной периферии Майской вулканоструктуры (район золото-серебряного месторождения Печальное) присутствуют также трахириолиты. Щелочные и умереннощелочные кислые вулканыты и являются рудными телами, площадь их выходов в пределах вулканоструктуры составляет 1262 тыс. м<sup>2</sup>. В комендитах средние содержания металлов по данным рентгеноспектрального анализа составляют (%): иттрий — 0,097, цирконий — 0,28, ниобий — 0,021, рублидий — 0,082; кроме того, спектральным анализом в пробах установлены: иттербий — 0,005–0,006 и литий — 0,01–0,03. В трахириолитах средние содержания (%): иттрий — 0,017, иттербий — 0,0019, цирконий — 0,46, ниобий — 0,033, бериллий — 0,011, здесь же отмечается и олово — 0,01–0,02%. Среди комендитов выделяются участки с более высокими содержаниями полезных компонентов. На одном из таких участков, отличающемся наличием в породах хлоритизации, получены следующие средние содержания на всю ширину (320 м) дайкообразного выхода комендитов (%): иттрий — 0,19, цирконий — 0,40, ниобий — 0,038, рублидий — 0,12. Минеральная форма нахождения полезных компонентов определена только для циркония (бадделейт). Проявление, видимо, относится к брокмэновскому типу. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> Майской вулканоструктуры составили (тыс. т): иттрий — 112, цирконий — 236, иттербий — 11,2, ниобий — 22, бериллий — 64,9, рублидий — 71 [143].

Восточнее проявления Майское проявления бассейна руч. Описка (III-5-9, 17) образуют зоны кварц-турмалинового и гематит-хлоритового прожилкования в меловых гранитах. Протяженность прожилков до 100–150 м, мощность 0,05–0,2 м. Содержание редких земель в сумме

составляет 0,8–3,52%, присутствуют также олово (0,03–0,15%), серебро (до 100 г/т), свинец, цинк, уран.

Пункт минерализации на правом берегу руч. Елань (III-4-7) не изучен, здесь в окварцованных норийских песчаниках спектральным анализом обнаружены церий, иттрий, иттербий, лютеций. Сумма редких земель составляет 0,362% [47]. В ручьях Елань и Учасон вблизи проявления обнаружена непромышленная россыпь монацита и ксенотима с содержанием 100–200 г/м<sup>3</sup>. Ширина россыпи 70–300 м, мощность продуктивного пласта 4–10 м. Анализ трех шлиховых проб выявил (%) редкие земли (в сумме 47,96–55,88), уран (0,19–0,28), торий (0,1–0,23), лантан, иттрий, европий, неодим (более 1), галлий и иттербий (0,001).

Кроме того, редкоземельная минерализация отмечена на оловянном месторождении Начальное (III-6-5). Позднемеловые лейкограниты рассеяны крутопадающими магнетит-хлорит-кварцевыми жилами длиной до 1 км и мощностью 0,2–4 м. В жилах присутствуют ксенотим, гадолинит и ортит, содержание редких земель колеблется от 0,17 до 0,41% при равном соотношении суммарного содержания оксидов цериевой и иттриевой групп [49].

Интересны находки редкоземельных пегматитов в лейкогранитах Северо-Сукчанского массива. Пегматиты представлены линзами (длина 10 м, мощность 5–80 см), состоящими (%) из кварца (3–22), ксенотима (5–24), ортита (5–48), апатита (16–25), цоизита (0–54), хлорита (0–3), магнетита (0–1,5). Химический анализом установлено содержание трехоксида церия — 11,6%, двуоксида циркония — 11,0%, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 3,5% [170].

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе пункты минерализации содержат сотые доли процента лантана, церия, иттербия и иттрия в дайках позднемеловых гранит-порфиров и в гидротермально измененных кислых вулканитах и гранитоидах.

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Золото.** Золото составляет основу минерально-сырьевой базы рассматриваемой территории и всей Магаданской области, ее горнодобывающей промышленности. Рудные и россыпные месторождения и проявления золота распространены главным образом в Яно-Колымской складчатой системе и в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, группируясь часто совместно с серебром в составе минерагенических зон, рудных районов, узлов. Широко распространены комплексные золото-серебруродные и серебро-золоторудные объекты.

На карте полезных ископаемых в границах листа показаны два крупных, пять средних, 26 малых коренных месторождений золота, более 500 проявлений и пунктов минерализации; восемь крупных, 69 средних, 297 малых россыпных месторождений, 16 шлиховых ореолов рассеяния золота.

Все золоторудные объекты делятся на четыре формационных типа: золото-кварцевые, золото-редкометалльные, золото-антимонитовые,

золото-серебряные. При этом объекты первых трех типов наиболее распространены в Иньяли-Дебинском синклинии и на Балыгычанском поднятии, а золоторудные объекты золото-серебряной формации наибольшее распространение имеют в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Оруденение позднеюрской золото-кварцевой формации наиболее распространено в структурах Иньяли-Дебинского синклинория и принадлежит к разным структурно-морфологическим типам — штокверковому в дайках кислого и среднего состава, кварцевому жильному, минерализованных зон дробления или их смешанным формам.

Среднее месторождение Утинское (III-2-27) — типичный представитель штокверкового типа в дайках золото-кварцевой формации. Месторождение приурочено к серии даек кислого и среднего состава в среднеюрских отложениях. Наиболее интересны дайки № 7 и 6, основным промышленным объектом является дайка березитизированных диорит-порфиринов № 7. Дайка несет оруденение на протяжении 6,5 км; мощность ее на этом участке 0,1–4 м, средняя 1,25 м, падение крутое на юго-запад. Золото находится в кварцевых и кварц-альбитовых прожилках и жилах, секущих дайку по различно ориентированным направлениям, образуя лестничные и сетчатые системы прожилков. Наибольшее развитие прожилков наблюдается в местах пересечения дайкой глинистых сланцев. Жилы и прожилки образуют гнезда и рудные столбы, в которых содержание рудоносного кварца составляет в среднем 20% от массы рудного тела. Мощность столбов ограничена мощностью дайки, а длина составляет 100–150 м, редко до 300 м; по падению они прослежены до 250 м. Рудные минералы, составляющие от 3–3,5 до 10–15% в прожилках, представлены пиритом, арсенопиритом, буланжеритом и джемсонитом, реже халькопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротином, антимонитом, тетраэдритом, золотом. Золото находится в свободном состоянии в виде зерен (0,01–17 мм) или кристаллов размером до 10 мм; редко встречаются самородки весом 300 г. Содержание золота в рудных столбах меняется от 5 до 25 г/т (в одном из гнезд 3922,8 г/т), пробность золота 800–940. По данным эксплуатации среднее содержание золота в руде 5,6 г/т. Из дайки № 7 добыто 10,3 т золота, месторождение законсервировано. На момент консервации балансовые запасы при среднем содержании 8,33 г/т отвечают мелкому объекту [49].

Аналогичный характер имеют и другие малые месторождения — Транспортное (II-1-19), Веселое (III-1-32), Разведчик (III-2-67), Среднеканское (III-3-60) и проявления, связанные с дайками (III-4-24, 27; IV-4-19, 24, 28, 32).

Малое месторождение Среднеканское находится в восточной части Иньяли-Дебинского синклинория, приурочено к дайке Среднеканская, сложенной кварцевыми диорит-порфиритами. Содержание золота колеблется от 0,1 до 179,5 г/т, среднее по 10 блокам — 3,6 г/т. По данным исследования двух технологических проб обнаружены металлы платиновой группы (платина, палладий, родий) в количестве сотых—десятых долей г/т [49].

В минерализованных дайках гранит-порфиров в северной и центральной частях Балыгычанского поднятия содержание золота колеблется от долей г/т до 28,8 г/т, средние содержания невысокие. В жилах и зонах прожилков содержания золота иногда достигают 22,4 г/т.

Месторождения и проявления кварцево-жильного морфологического типа чаще всего контролируются зонами смятия субширотного простирания, согласующегося с направлением складчатых структур. Наиболее характерные объекты такого типа — это малые месторождения Каменистое (III-2-88), Хищник (III-2-90), Левотохтинское (III-3-76), Ларюковское (III-2-127), Казак (III-2-132), Экспедиционное (IV-1-37), Затесное (IV-3-13), Вилка (V-1-9), проявление Случайное (III-2-52) и ряд других проявлений (III-4-31, IV-4-30).

Месторождение Левотохтинское представлено кварцевыми жилами сложной морфологии, размещенными в дислоцированных триасовых осадочных толщах. Разведано шесть жил общей протяженностью 640 м, четыре из них секущие и две линзовидные субсогласные с пластами пород. Мощность колеблется от 1 до 4,7 м. Рудные минералы, составляющие около 1%, представлены арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, сульфосолями серебра, золотом. Золото мелкое (0,05–2 мм), разнопробное (средняя пробность 680). Предполагается наложение на раннее золото-кварцевое оруденение более поздней серебро-полиметаллической минерализации. Среднее содержание золота в жилах колеблется от 2,4 до 15,1 г/т, серебра — 8,2–80,4 г/т [49].

Месторождение Экспедиционное (IV-1-37) представлено кварцевыми жилами сложной морфологии, залегающими в дайках, дайкообразных телах диорит-порфиров и пластах песчаников верхнего триаса. Длина наиболее изученных шести жил от 62 до 148 м, средняя мощность от 0,19 до 1,4 м, падение на северо-запад под углами 40–80°. Горными выработками и скважинами рудные тела прослежены на глубину до 100 м. Рудные минералы: золото, пирит, арсенопирит, пирротин, реже халькопирит, сфалерит. Средние содержания золота по рудным телам составляют 6,4–30,2 г/т. В одной из жил зафиксировано содержание золота до 3650 г/т на мощность 0,05 м. Прогнозные ресурсы месторождения категории P<sub>1</sub> оценены в 16 т золота при среднем содержании 9,6 г/т [205].

Месторождение Вилка (V-1-9) приурочено к верхнепермским осадочным породам, выходящим в ядре Вилкинской брахиантиклинали, в надынтрузивной зоне нескрытой гранитоидной интрузии. Представлено кварцевыми жилами, зонами прожилкования, зонами дробления. Простирание жил и зон в основном северо-восточное, иногда широтное, редко меридиональное, мощность до 3,5 м, обычно около 1 м, длина 10–50 до 200 м. Кварцевые жилы часто разветвляются на сеть маломощных кварцевых прожилков, на отдельных участках, уменьшаясь в мощности, они обрываются и сменяются зонами дробленных и смятых пород с сетью маломощных (до 2 см) кварцевых прожилков. Промышленное значение имеет жила № 3, протяженность ее разведанной части 172,5 м, мощность 0,11–1,67 м. Жильные минералы — кварц, в небольшом количестве отмечается карбонат, редки альбит, хлорит. Рудные минералы

представлены пиритом, реже арсенопиритом, пирротином, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и золотом. В жиле отмечено самородное серебро. Содержание золота до 199,8 г/т (среднее 14,8 г/т). Прогнозные ресурсы золота оценены в 3 т [60, 209].

Месторождение Ларюковское (III-2-127) представлено серией широтных кварцевых жил, одна из которых имеет промышленное значение, она прослежена на 160 м. Мощность от нескольких сантиметров до 1,4 м. Рудная минерализация представлена арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротином, шеелитом, золотом. Содержание золота варьирует от «следов» до 371,1 г/т (среднее 26,85 г/т). Прогнозные ресурсы оценены в количестве 3,5 т [159].

Золото-кварцевые объекты типа минерализованных зон дробления гораздо менее распространены на территории листа. Чаще наблюдается сочетание различных морфологических типов оруденения: минерализованных зон дробления и жил на малых месторождениях Гольцовское (III-1-2) и Рыбное (III-1-65); минерализованных зон дробления и минерализованных даек на месторождении Надеждинское (III-1-60).

Рудные тела, представленные минерализованными зонами дробления, распространены на малом месторождении Туманинское (III-1-4). Здесь развиты зоны дробления по осадочным породам юры и дайкам диорит-порфиритов и гранит-порфиров. Повышенная золотоносность выявлена в зоне протяженностью 480 м и мощностью 0,5–14,2 м (средняя 5,0 м). В ней развиты анкерит-альбит-кварцевые прожилки, жилы и линзы с вкрапленностью сульфидов, представленных арсенопиритом, пиритом, пирротином, галенитом, встречается самородное золото. Содержание золота на массу окварцованных пород до 10,8 г/т, среднее 3,0 г/т. Максимальные содержания золота связаны с кварцевыми жилами — до 55,6 г/т [60].

На проявлении Березовый (V-4-64) золоторудная минерализация приурочена к зонам дробления и сульфидизации в роговиках. Всего на площади 24,8 км<sup>2</sup> выделено восемь зон длиной от 400 до 1500 м при мощности 30–200 м. Простираение зон северо-западное, реже северо-восточное. Они вмещают карбонат-кварцевые и кварцевые прожилки и жилы мощностью до 15 см и длиной до 30 м. Частота жил и прожилков 10–15 на 1 м. Рудные минералы: галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, пирит, арсенопирит. Содержание золота — 3,0 г/т, серебра — до 30 г/т. В одной штучной пробе обнаружены (%) лантан и церий — 0,1, свинец — 0,9, цинк — 3, мышьяк — более 1, молибден — 0,1 [60].

Месторождения и проявления позднеюрской золото-редкометалльной формации перспективны на выявление большеобъемных золоторудных объектов, но изучены относительно слабо. Они расположены в гранитоидных штоках басугуньинского комплекса или надынтрुзивных зонах массивов каньонского комплекса.

Малое месторождение Чепак (II-3-26) расположено в северной части Сугойского синклиория. Рудное поле месторождения сложено ороговикованными и метасоматически измененными верхнетриасовыми осадочными породами, вмещающими небольшой шток и дайки

гранит-порфи́ров. Рудная минерализация присутствует в жильных образованиях, в минерализованных зонах дробления и в метасоматически измененных и сульфидизированных дайках и вмещающих породах. Около 100 вскрытых рудных тел представлены метасоматическими грейзеновыми и кварцевыми послойными и секущими жилами выполнения. Прости́рание жил северо-восточное, протяженность первые сотни метров, мощность от 0,05 до 1 м (обычно 0,4 м). Основными жильными минералами являются кварц и мусковит, меньше распространены серицит, хлорит, турмалин, биотит. Рудные минералы: арсенопирит, леллингит, шеелит, пирит, ильменит, пирротин, халькопирит, в единичных случаях самородный висмут, сфалерит, блеклая руда, вольфрамит. Содержание золота от 1 до 168 г/т. Жилы разведаны с поверхности канавами, на глубину до 100 м штольнями и буровыми скважинами. Возраст оруденения, определенный Ag-Ag методом по мусковиту из кварцевой жилы, составил  $146 \pm 1,5$  млн лет [63]. Подсчитанные запасы золота отвечают мелкому месторождению (4,7 т), прогнозные ресурсы категории  $P_2$  — 52 т, ресурсы вольфрама — 2 тыс. т [49].

Проявление Дубач (III-3-27) расположено в зоне сочленения Иньяли-Дебинского синклинория и Балыгычанского поднятия и приурочено к надынтрузивной зоне массива Среднеканский. Вмещающими породами являются ороговикованные терригенные породы юры и дайки гранит-порфи́ров. Рудные тела представлены в основном штокверками, меньшую роль играют метасоматические залежи, развитые по песчаным слоям в метаморфизованной терригенной толще. Всего выделено четыре рудоносные зоны широтного—северо-восточного прости́рания протяженностью от 220 до 1050 м при мощности от первых десятков метров до 100–150 м. В штокверковых зонах наиболее интенсивное (до 40%) прожилкование приурочено к дорудным дайкам кислого состава, а в роговиках снижается до 20% и менее. Состав метасоматических залежей кварц-хлорит-серицитовый, кварц-амфибол-мусковитовый с постоянным присутствием шеелита и переменным количеством сульфидов от редкой вкрапленности до сплошных моносульфидных агрегатов. Нередко в них отмечают апатит, эпидот, сфен. Среди жильных минералов штокверков наиболее распространены кварц, мусковит, хлорит, биотит, калишпат, анкерит, кальцит, реже встречаются альбит, турмалин, флюорит, апатит, циркон и эпидот, экзотические — графит, пренит, цеолиты. Рудные минералы представлены в основном арсенопиритом, пирротинном и рутилом, часто встречаются леллингит, шеелит, пирит и халькопирит, отмечаются самородное золото и минералы висмута (самородный висмут, висмутин, теллуриды висмута), к редким минералам относятся галенит и сфалерит. Всего выделено 10 стадий рудообразования, из которых золото отлагалось в трех. Пробность золота уменьшается от ранней стадии к наиболее поздней: 832–788–636. Возраст оруденения, определенный Ag-Ag методом по мусковиту, составил  $147 \pm 1$  млн лет, Rb-Sr изохронным методом по калишпатсодержащим прожилкам —  $141,1 \pm 1,3$  млн лет. Прогнозные ресурсы золота проявления по сумме категорий  $P_1$  и  $P_2$  оценены в 110 т при средних содержаниях 2,04 г/т, в целом по рудному полю — 155 т [143].

Проявление Асанское (IV-2-33) приурочено к малому штоку гранитов Увальный басугуньинского комплекса. Здесь золотоносность установлена в кварцевых жилах, зонах сульфидно-кварцевого прожилкования, зонах дробления в гранитоидах, а также в окварцованных дайках гранит-порфиров, залегающих в осадочных породах верхнего триаса. Зоны сульфидно-кварцевого прожилкования имеют мощность 10–15 м, северо-восточное простирание, прослежены на 100–150 м. Насыщенность зон прожилками до 10 на 1 м, мощность их до 20 см. Мощность кварцевых жил 0,3–0,4 м, зон дробления 2–10 м. Рудная минерализация представлена арсенопиритом, галенитом, молибденитом, золотом. Содержание золота составляет 0,1–3 г/т, в отдельных пробах до 26 г/т, установлены также вольфрам — 0,1–0,5% и олово — 0,01–0,15% [60].

Проявление Чалбыкан (IV-1-83) расположено в гранитоидах одноименного штока, относящегося к басугуньинскому комплексу. Оруденение локализовано в прожилково-жильных зонах северо-восточного простирания мощностью до 5 м. В жилах, кроме кварца, присутствуют карбонаты, хлорит, серицит. Рудные минералы — арсенопирит, пирит, галенит, редкие — касситерит, молибденит, золото. Содержание золота в жильном кварце составляет до 3 г/т, присутствуют олово — 0,36–0,41%, молибден — до 0,1% [60; 209].

Рудное поле проявления Жаркое (II-3-8) приурочено к роговикам восточного экзоконтакта штока Дерясь-Юрягинский и к грейзенизированным гранит-порфирам эндоконтакта. Характер оруденения штокверковой. Главное оруденение сосредоточено в роговиках, содержащих тонкие (первые мм) сульфидно-кварцевые прожилки от единичных до 5–10 на 1 м, иногда отмечается и густое сетчатое окварцевание. Рудные минералы в прожилках (20–50%) — арсенопирит и леллингит, редкие — халькопирит, пирит, сфалерит, золото. Содержание золота в роговиках с прожилковым окварцеванием по данным штучного опробования от долей г/т до 24,9 г/т (среднее 2,52 г/т). Установлены повышенные концентрации мышьяка и висмута, в части проб — вольфрама, олова, серебра и теллура. Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  по узлу оценены в процессе полевых прогнозно-минерагенических исследований — 120 т.

Проявление Амандырханское (III-5-25) приурочено к одноименному штоку гранодиоритов. На рудопроявлении известно более 30 рудных тел кварцевого, кварц-сульфидного, кварц-хлоритового состава. Простирание жил северо-восточное до субширотного, падение на юго-восток под углами 50–80°. Мощность жил до 5 м; протяженность от первых десятков метров до 0,5–0,8 км. Сульфиды представлены арсенопиритом и пиритом. Количество их непостоянно, участками они преобладают над кварцем. Содержание золота до 20–33,6 г/т, с глубиной уменьшается и не превышает 0,4 г/т. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составляют 3,1 т [84].

Рудное поле проявления Правое Тохто (III-3-91) расположено в надынтризуйной зоне Верхнеоротуканского массива, в его восточном экзоконтакте. Максимальная глубина до кровли массива по данным бурения — 150 м. Вмещающие породы интенсивно метасоматически изменены — окварцованы, сульфидизированы и турмалинизированы. Выделены



две сложнопостроенные зоны прожилково-жильного окварцевания и сульфидизации в роговиках. Содержания золота в зонах в пределах 1–2 г/т, в единичных пробах — 62,8 г/т, серебра — до 453,0 г/т. Установлены повышенные содержания меди, цинка, свинца, олова, вольфрама, молибдена, сурьмы. Общая ширина интервалов с содержанием золота > 1 г/т (средневзвешенное — 1,48 г/т) составляет 304,4 м. Рудная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, пирротинном, реже антимонитом, вольфрамитом, молибденитом. В протолочках установлены мелкое золото, касситерит, галенит. Прогнозные ресурсы золота по категории P<sub>3</sub> составляют 24,5 т при среднем содержании 1,48 г/т [143].

Проявление Штоковое (V-3-1) приурочено к небольшому штоку гранодиоритов Галлюцинация. В пределах интрузива, реже в его экзоконтактах распространены штокверковые зоны. Одна из относительно изученных зон имеет северо-восточное простирание, ширина ее до 150 м, протяженность 370 м. Гранодиориты содержат прожилки серого и светло-серого кварца без видимой рудной минерализации. Мощность прожилков от долей см до 5 см, количество в среднем 1 на 1 м. В протолочках и аншлифах установлены самородное золото, теллуриды висмута, меньше арсенопирита. Пробность золота 941,5. Содержание золота в гранодиоритах с прожилками кварца по данным штуфного опробования от 1 до 134 г/т, в среднем — 47,05 г/т, среднее содержание на массу оценено в 2,35 г/т. В других зонах, кроме серого «бессульфидного» кварца, в преобладающем количестве распространены сульфидно-кварцевые прожилки и жилы. Рудные минералы (1–3%) представлены арсенопиритом, реже встречаются пирит, галенит, марказит, сфалерит, золото. Содержание золота в сульфидно-кварцевых прожилках и жилах не превышает 20 г/т. Прогнозные ресурсы золота по категории P<sub>3</sub> в целом по узлу оценены нами в результате прогнозно-минерагенических исследований в 150 т. Ряд аналогичных Штоковому проявлений золото-редкометалльной формации — Бутарное (IV-3-35), Берентальское (IV-3-41), Фронт (IV-3-44) имеют позднеюрский возраст и приурочены к небольшим штокам гранитоидов басугуньинского комплекса. В некоторых из этих проявлений (Фронт, Бутарное) возможно наличие и позднемелового оруденения.

Отдельные проявления (I-2-13, II-2-6), относящиеся к золото-редкометалльной формации, представлены кварцевыми жилами с карбонатом и турмалином, либо хлоритом. Рудные минералы разнообразные — арсенопирит, галенит, сфалерит, кобальтин, самородный висмут, пирит, халькопирит, пирротин. Содержание золота 4–130 г/т.

Оруденение золото-серебряной формации связано в основном с магматизмом наземных вулканогенных поясов. Наиболее крупным поясом такого рода на территории листа является Охотско-Чукотский пояс мелового возраста. Именно в пределах Охотско-Чукотского пояса, а также в его перивулканической зоне, охватывающей части территорий Сугойского синклиория и Балыгычанского поднятия, наиболее распространены золото-серебряные месторождения. Месторождения золото-серебряной формации по существу являются комплексными, в них наряду с золотом существенное значение приобретает серебро.

В пределах Сугойского синклиория и Балыгычанского поднятия существенные запасы золота сосредоточены в золото-серебряных месторождениях при ведущей роли серебра. Обычно они приурочены к поперечным зонам, пересекающим вышеназванные тектонические структуры.

Малое месторождение Печальное (III-3-123) — представитель золото-серебряной формации, расположено в западной части Майской вулканоструктуры, генетически связано с кислыми вулканитами печальнинского комплекса. Продуктивные адуляр-кварцевые и кварцевые жилы распространены в ороговикованных терригенных породах нижней юры, концентрируясь вблизи центральной экструзии трахириолитов. Метасоматические преобразования вмещающих пород выразились в площадной пропилизации, более локально развиты аргиллизиты. Всего на месторождении выявлено около 45 рудоносных жил, которые группируются в три зоны субширотного простирания. Жилы имеют преобладающее субширотное простирание с преимущественным падением на юг под углами 50–75°. Протяженность их обычно не превышает 200–300 м, в отдельных случаях достигает 840 м, мощность колеблется от 0,1 до 3,0 м, редко до 6,2 м. Вертикальный размах оруденения составляет 200 м. В составе жильных тел установлено 19 рудных минералов (содержание менее 1%), основными среди которых являются электрум (пробность 450–680), аргентит, селенсодержащие сульфосоли и колчеданы серебра, арсенипирит, пирит, блеклая руда, халькопирит, галенит, сфалерит. Средние содержания по жилам: золото — 1,5–6,4 г/т, серебро — 65,6–358,4 г/т. Прогнозные ресурсы месторождения по категории P<sub>1</sub> оценены в 3–4 т золота и 150 т серебра [143].

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе также известны серебро-золотые месторождения золото-серебряной формации. Оруденение связано с вулканитами поздне- и раннемелового возраста. Наиболее значимые из них — крупные месторождения Карамкенское (VI-2-57) и Джульетта (V-4-29), средние серебро-золотые месторождения Агатовское (V-1-34) и Нявленгинское (V-4-68), малое месторождение Зеркальное (V-2-27), проявления и пункты минерализации золота.

Рудное поле (20 км<sup>2</sup>) месторождения Карамкенское (VI-2-57) ограничено кольцевой структурой, обрамляющей просадку в ядре Карамкен-Гайчанского купола. Сложено вулканитами хольчанской и улынской свит верхнего мела, прорванными субвулканическими телами и дайками трахиандезитов, риолитов, базальтов. Оруденение приурочено к адуляр-кварцевым жилам, располагающимся в адуляр-гидрослюдисто-кварцевых аргиллизитах и предрудных гидротермальных брекчиях северо-восточной окраины кольцевой структуры.

На месторождении оценено и разведано около 200 жил. Большая часть запасов приходится на жилу Главная. Жилы крутопадающие, выполняют концентрические и радиальные трещины скалывания и отрыва. Первые имеют северо-восточную и близмеридиональную ориентировку, длину более 500 м, вторые субширотные, имеют сложную морфологию. Отдельные жилы группируются в пучки и свиты, сконцентрированные на участках Восточный, Центральный и Северо-Западный. Свита жилы

Главная (участок Восточный) представляет собой серию сближенных субпараллельных крутых ( $65-70^\circ$ ) пластинообразных жил и апофиз, в пределах которых выделено около 30 рудных тел. Установленный вертикальный размах промышленного оруденения жилы Главная достигает 500 м. Жила прослежена на поверхности на 850 м, погружается на юго-запад и переходит в жильную зону сложной морфологии длиной 1000 м, мощность варьирует от 2 до 5,7 м. Распределение оруденения по жиле неравномерное, выделяются рудные столбы, которые чередуются с рядовыми бедными рудами.

Участки жил с промышленным оруденением имеют адуляр-кварцевый и адуляр-карбонат-кварцевый состав. Текстуры метакolloидные ритмично-полосчатые, полосчатые, пластинчатые, редко брекчиевые, гребенчатые, массивные. На долю рудных минералов приходится 0,5–1,5% на верхних горизонтах и несколько больше — на нижних. Выделения их весьма тонкие (не более 0,1–0,3 мм), рассеяны в жильной массе или концентрируются в полосах, пятнах. Установлено более 40 рудных минералов: главные — пирит, сфалерит, халькопирит, канфилдит, фрейбергит, теннантит, науманит, электрум (пробность 214–730), серебро, «псевдополибазит»; второстепенные — галенит, марказит, станнин, пираргирит, кюстелит, сфен; редкие — прустит, миаргирит, серебряные колчеданы, киноварь, антимонит, пирротин, арсенопирит. Гипергенные — гидрокислы железа и марганца, ярозит, акантит, халькозин, ковеллин, тенорит, малахит, кераргирит. Рудные тела месторождения сформированы в две продуктивные стадии.

Содержание (г/т) золота — 5,7–65,4, (среднее по рудным телам 10,7–24,9), серебра — 51,5–326,0 (среднее 68,7–116,0). С глубиной содержания золота и серебра падают, а в качестве сопутствующих компонентов появляются (%) олово, марганец (0,2–1), медь, цинк (0,6–более 1), свинец (0,2–более 1). Отношение золота к серебру снижается от 10:1–1:1 для ранней стадии рудообразования до 1:10–1:100 в поздней. Нижние горизонты отличаются более высоким золото-серебряным отношением. Возраст оруденения, определенный Ag-Ag методом, составляет 78–80 млн лет [63]. Месторождение отработано, добыто 34,697 т золота и 178,6 т серебра [60, 123].

Месторождение Джульетта (V-4-29) расположено в пределах Ивановской вулкано-тектонической депрессии, сложенной нижнемеловыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Породы рассечены дайками, штоками и субвулканическими телами различного состава ранне-позднемелового возраста. Рудное поле площадью около 10 км<sup>2</sup> приурочено к южной интенсивно тектонически переработанной части структуры. Породы изменены до низкотемпературных пропилитов, окolorудные изменения проявлены березитами и адуляр-кварцевыми метасоматитами.

Рудные тела представлены жильными зонами северо-западной и субширотной ориентировки. Всего выявлено восемь зон сложного строения, включающих серии сближенных, часто кулисообразно расположенных жил и прожилков. Преобладают жилы выполнения открытых полостей.

По простиранию рудные зоны прослеживаются на 200–1800 м, по падению на 150–300 м. Мощность их 30–100 м. Падение зон крутое (70–85°) на север, северо-восток. Количество жил в зонах варьирует от 1–3 до 7–8, протяженность до 200–500 м, мощность до 2,5 м, в раздувах до 5–6 м.

Текстуры руд ритмичные грубо- и тонкополосчатые, крустификационные, брекчиевые, каркасно-пластинчатые, кокардовые. Основными жильными минералами являются: кварц (90%), карбонат, иногда гидростлюда. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце лежат в пределах 90–380°C, в среднем 170°C. Рудные минералы составляют до 10–20% (в среднем 1–3%). Наиболее развиты самородное золото, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, кюстелит, акантит, арсенопирит, фрейбергит, тетраэдрит, селенистый полибазит, пираргирит, науманнит, самородное серебро, пирсеит. Пробность золота 310–830, наиболее распространена 400–600. Золото-серебряное отношение в рудах 1:11. Возраст оруденения, определенный Rb-Sr изохронным методом по адуляру,  $136 \pm 3$  млн лет. Близкий возраст получен для адуляра из рудных жил Ag-Ag методом:  $127,7 \pm 0,2$  млн лет и  $138,5 \pm 0,25$  млн лет [93].

Большая часть запасов месторождения сосредоточена в пределах рудных столбов, которые приурочены к участкам пересечения рудоконтролирующих разрывов. Среднее содержание золота по рудным телам колеблется от 12,7 до 42,5 г/т. Разведанные запасы золота по категории A + B + C<sub>1</sub> — 8,5 т, C<sub>2</sub> — 10,08 т, забалансовые — 0,87 т, утвержденные прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> — 11 т, ресурсы категории P<sub>2</sub> — 18,6 т, серебра — 229 т [49].

Рудное поле месторождения Агатовское включает три участка с промышленным оруденением. На главном из них локализованы жилы Лунная и Утренняя (V-1-34), севернее находятся жилы Скальная и Аметистовая (V-1-31), восточнее — жила Предсездовская (V-2-29). Рудное поле приурочено к западному флангу Малтано-Ольской вулканотектонической структуры. Вмещающие породы — окварцованные, гидростлюдизированные андезиты и долериты момолтыкичского вулканического комплекса. Жила Лунная на флангах представлена единым телом, в центральной части разветвляется на серию меньших жил, образующих жильную зону, мощность 0,4–6,75 м. Протяженность жилы 2 км, по вертикали прослежена на 114,5 м. Простирание жилы северо-западное, падение на юго-запад под углами 75–80°. Другие жилы месторождения частью имеют сходную мофологию, а частью представлены маломощными (0,02–0,3 м) плитообразными телами относительно простого строения. Жильные — халцедон, кварц, меньше кальцита, доломита. Текстура жил колломорфно-полосчатая, брекчиевая, друзовая. Рудные (менее 1%): пирит, галенит, сфалерит, пираргирит, акантит, марказит, антимонит, электрум (пробность 512–546). Содержание золота и серебра крайне неравномерное, в среднем: золото — 3,9–11,8 г/т, серебро — 38–200 г/т. В жиле Предсездовская выделяется участок протяженностью 56 м со средним содержанием золота 1395 г/т при средней мощности 0,14 м [60].

Месторождение Нявленгинское (V-4-68) располагается в центральной части Вершининской вулканокупольной структуры, сложенной

раннемеловыми андезитами и субвулканическими риолитами ольского комплекса. Основной рудоконтролирующей структурой является Центральная зона разломов северо-восточного простирания. Рудные тела выполняют трещины отрыва, оперяющие по нормали Центральную зону, и представлены крутопадающими плитообразными жилами хлорит-адуляр-кварцевого состава, протяженностью 100–300 м и мощностью 1,5–9,9 м. Вертикальный размах оруденения до 220 м. Рудовмещающие вулканогенные породы интенсивно метасоматически изменены. Развита пропилиты, вторичные кварциты и кварц-адуляровые метасоматиты. На одном из двух участков с промышленным оруденением — Жильном располагаются четыре рудных тела (№ 1, 2, 6, 11), в которых сконцентрировано 90% запасов. На втором участке — Красном разведано два рудных тела (№ 12 и 13). Основными жильными минералами являются кварц, хлорит, адуляр, гидрослюда и серицит. Рудные минералы составляют не более 1,5% объема жил. Основные из них: самородное золото и серебро, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, акантит, сульфосоли серебра, кюстелит, электрум. Размеры золотин варьируют от тысячных долей мм до 1–2 мм, пробность 670–900. Размеры самородного серебра достигают 5 мм. Для руд характерны брекчиевидная, полосчатая, пятнистая, коллоидно-полосчатая, ритмично-полосчатая текстуры. Средние содержания серебра в рудных телах изменяются от 163,1 до 1369,5 г/т, золота — от 3,8 до 16,7 г/т; среднее содержание по месторождению: серебро — 462,1 г/т, золото — 9,6 г/т [49, 93, 155]. Запасы серебра 460 т; кроме того, имеется золото в количестве 9,44 т.

Оруденение группы серебро-золотых, реже золотых проявлений (V-3-30, 32, 33, 34, 36; V-4-49, 59, 60), приуроченных к гранодиоритам Эльген-Тенгкелинского массива и контактовым роговикам, представлено сульфидно-кварцевыми жилами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации кварц-сульфидного состава. Мощность жил 0,2–1 м, протяженность до 300 м. Зоны прожилково-вкрапленной минерализации более протяженные (300–1000 м), мощность их до 2 м. Рудные минералы: арсенопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, более редкие — тетрадимит, блеклые руды, акантит, золото. Содержание золота варьирует от десятых долей до 72 г/т, серебра — от десятков до 334 г/т. Сопутствующие — мышьяк, свинец, висмут, цинк, медь, реже сурьма [49, 60].

В Индигино-Колымской складчатой системе в рамках характеризуемого листа промышленного коренного золотого оруденения золото-серебряной формации не установлено. Здесь известны пункты минерализации золота и выявлены единичные проявления золота. На фоне слабой золотоносности выделяется группа серебро-золотых проявлений (II-2-63, 64, 67, 68, 72, 74), ассоциирующих с гайским и немичанским вулканическими комплексами позднеюрского—раннемелового возраста. Оруденение локализовано в окварцованных зонах брекчирования, кварцевых жилах, зонах прожилкового окварцевания.

Проявление Гай (II-2-68) приурочено к субвулканическому телу диорит-порфиров и пирокластическим породам гайской толщи, в которых

прослежена зона турмалинизации и прожилково-жильного окварцевания шириной 100–150 м. В зоне распространены прожилки, жилы и линзы турмалин-сульфидного, кварц-сульфидного состава, брекчии с турмалиновым цементом. Рудные минералы: галенит, блеклая руда, иногда акантит, фрейбергит. Содержания золота 1–7,5 г/т, серебра 10–12000 г/т, свинца, цинка, меди — до 1% [49, 142].

В северной части Сугойского синклинория отмечаются две группы рудных объектов, первая из которых связана с экзоконтактом массива гранодиоритов быстринского комплекса, а вторая — с влиянием глубинного разлома субширотного простирания в бассейне р. Суксукан.

Месторождение Громада (I-4-18) приурочено к массиву гранодиоритов быстринского комплекса. Среди гранодиоритов и в роговиках у северного контакта массива прослежены зоны дробления и прожилково-жильного окварцевания с сульфидной минерализацией. Простирание зон северо-западное, падение крутое (70–80°) к юго-западу. Протяженность зон 0,7–2,5 км, ширина 5–15 м. Отдельные жилы кварцевого, кварц-карбонатного и кварц-хлоритового состава достигают в длину 500–600 м при мощности от 0,2–0,5 до 4 м. Рудные минералы: пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, станнин, фрейбергит, антимонит, пираргирит, стефанит, штернбергит. В одной из прожилковых зон обнаружены вкрапленники касситерита диаметром до 0,3 мм. В пираргирите наблюдалась эмульсионная вкрапленность кюстелита и самородного серебра. Распределение рудной минерализации крайне неравномерное. Содержание золота колеблется от 0,1 до 20 г/т (среднее по сечениям рудных тел 0,28–2,21 г/т), серебра — 36–1184 г/т, сурьмы — 0,01–1,5%, меди — 0,1–0,3%, свинца — 0,1–1,5%, цинка — 0,1–1%, олова — 0,01%, вольфрама — 0,2%. На северо-западном фланге рудного поля в зоне № 4 подсчитаны запасы золота (при содержании 1,39 г/т) и серебра (при содержании 230,8 г/т), они отвечают мелкому объекту. Запасы олова, распределение которого не совпадает с распределением золота и серебра, составляют 517 т со средним содержанием 0,61%. На месторождении, вероятно, произошло пространственное совмещение разнотипного (разновременного?) оруденения [49].

Проявление Незаметное (I-4-20) и проявления в бассейне р. Суксукан (I-4-13, 15) представлены минерализованными зонами дробления субширотного простирания, вмещающими линзовидные кварцевые жилы и прожилки мощностью до 0,4–1 м и протяженностью до 10–15 м. Вкрапленность рудных минералов представлена пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, эритрином. Содержание золота — 0,1–0,5 г/т, серебра — до 50 г/т, олова — до 1%, свинца — 1–3%, цинка — до 1%, сурьмы — 0,08–0,1%. Широкий спектр рудных элементов зоны позволяет предполагать совмещение более ранней (золото-кварцевой, золото-антимонитовой) и поздней (серебро-полиметаллической, оловянной) минерализации [49].

В восточной части Сугойского синклинория отмечается группа рудных объектов золото-серебряной формации. Входящие в нее объекты несут как существенно золотую минерализацию (проявления IV-5-3, 7), так и комплексную серебро-золоторудную (проявления III-5-10, 24, 30) или

золото-сереброрудную (описание объектов с преобладающей серебряной минерализацией приводится в разделе «Серебро»).

Проявление Столовое (III-5-30) золото-серебряной формации расположено в северном эндоконтакте одноименного гранодиоритового массива. Рудные тела представлены жилами, зонами прожилкования сульфидно-кварцевого, гематит-кварцевого состава. Установлено 10 сульфидно-кварцевых жил и зон прожилкования, которые образуют единую жильную зону северо-восточного простирания вдоль контакта массива. Длина зоны 2,5 км, ширина 400–700 м. Отдельные жилы прослежены на 200–300 м, зоны прожилкования на 400–500 м. Мощность жил 0,2–1,0 м; зон прожилкования 0,3–2 м. Состав жил — кварц, сульфиды; в небольших количествах — карбонат, серицит, пренит, хлорит, гидрослюда. Сульфиды (5–7%): арсенопирит, пирит, в прожилковых зонах также и халькопирит. Содержание золота — 0,2–12 г/т, серебра 350,6–598,8 г/т, в повышенных количествах присутствуют мышьяк, медь, олово [131].

Оруденение золото-антимонитовой формации отмечается в Иньяли-Дебинском синклинории и на его сочленении с Балыгычанским поднятием. Здесь известно малое месторождение Крохалиное (III-3-63), представленное дайкой березитизированных диорит-порфиринов, располагающейся в интенсивно дислоцированных нижеюрских отложениях. Оруденение связано с густой сетью прожилков и жил (от нитевидных до 0,6 м) кварц-антимонитового состава. Из других рудных минералов присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, бурнонит и золото. Наиболее рудоносный интервал дайки имеет протяженность 1000 м, в пределах которого разведано несколько рудных столбов. Один из них имеет длину 96 м, мощность 1,3 м и разведанную глубину 30 м. Содержания золота — 0,9–14,1 г/т (среднее 3,89 г/т), сурьмы — 0,5–32,84% (среднее 11,4%). Содержания сурьмы с глубиной падают, золота — повышаются [49].

Россыпные месторождения золота на характеризуемой территории, как и вообще на Северо-Востоке, до сих пор остаются важными промышленными объектами. Все россыпные объекты принадлежат к формации золотоносных россыпей. В начальные этапы освоения территории россыпи были главными и почти единственными объектами золотодобычи. В настоящее время они почти полностью отработаны, перспективы россыпной добычи связываются с изучением и разработкой техногенных россыпей и относительно глубоко расположенных россыпей, например, в краевых частях Сеймчано-Буондинской впадины. Россыпи более всего распространены в Яно-Колымской складчатой системе, где наибольшей концентрации достигают в Иньяли-Дебинском синклинории.

Главный коренной источник россыпей — месторождения, проявления и пункты минерализации золото-кварцевой формации, широко распространенные в Яно-Колымской складчатой системе. Роль коренных объектов золото-редкометалльной формации, отличающейся мелким золотом, в россыпеобразовании невелика. Месторождения и проявления золото-серебряной формации промышленных россыпей, как правило, не образуют.

В Иньяли-Дебинском синклинии сосредоточена большая часть запасов россыпного золота, к нему же приурочены все известные на территории листа крупные россыпи. Россыпи в большинстве своем располагаются в верхнеплейстоценовых—голоценовых отложениях, иногда (в обрамлении Сеймчано-Буюндинской впадины) в среднеплейстоценовых осадках.

Средняя россыпь руч. Осенний (III-3-3) располагается в нижней части среднеплейстоценовых отложений, как на террасе высотой 30–40 м, так и в погребенном русле ручья. Погребенные пойменные россыпи по размерам и запасам металла значительно превышают террасовые, представлены разобщенными участками длиной 1800–2500 м. Ширина контуров от 10 до 100 м. Мощность песков 0,8–2 м, торфов — 3–12 м. Золото средне- и хорошоокатанное, форма золотин — чешуйки, пластинки, комки, реже — дендриты. Размер золотин в основном до 2 мм, наибольший — до 15 мм. Пробность 829 [49].

Явно доминируют россыпи, связанные с позднеплейстоценовыми—голоценовыми отложениями. Россыпи долинные, часто террасовые или комбинированные ленточного типа, длина их от сотен метров до 20 км и более. Мощность золотоносного пласта 0,2–5,6 м, мощность торфов 2–23 м (чаще всего 5–7 км). Золото обычно представлено табличками, изометричными зернами, чешуйками. Преобладающий размер золотин до 2 мм, около 10–20% золотин имеют размер 6–10 мм, встречаются самородки, иногда крупные в сростках с кварцем, пробность золота 770–900 [143].

Изучение россыпей в регионе началось с россыпей р. Утиная и ее притоков, объединяющей 12 россыпных месторождений золота. Коренными источниками россыпей служат золоторудные дайки и дайкообразные тела утинской свиты. Все россыпи аллювиальные, хотя головки некоторых из них можно отнести к делювиальным, в большинстве пойменные, реже террасовые. В отдельных россыпях наблюдается по 2–3 пласта, при этом мощность их колеблется от 0,2 до 3,0 м. Преобладающая крупность золотин 0,5–2,0 мм, крупные самородки встречаются редко, максимальный вес их несколько превышает 1000 г. Форма золотин в россыпях преимущественно пластинчатая и тонкотаблитчатая, овальных и округлых очертаний. Иногда морфология более разнообразная, золотинки — комковидные, дендритовидные, палочко- и проволочковидные, часто встречаются монокристаллы и их сростки. Вблизи золоторудных даек в россыпях преобладает слабоокатанное золото рудного облика, в сростках с кварцем. Пробность золота 879–913. Цвет золота яркий золотисто-желтый, менее окатанное золото светло-желтое до соломенно-желтого. Окатанность золотин изменяется сверху вниз от очень слабой до хорошей, в верхних частях россыпей — плохая, до рудного облика.

Крупная россыпь р. Утиная (III-2-33) прослежена на 23 км. Она разделяется на русловую, пойменную и террасовую части, большая часть золота добыта из пойменной россыпи. Плотиком россыпи служат в различной степени разрушенные юрские песчано-глинистые отложения. Распределение золота в россыпи неравномерное по горизонтали и



вертикали, струйчатое, кустистое. Богатые участки приурочены к выносам боковых притоков. Содержание золота в пласте 2–10 г/м<sup>3</sup>, в обогащенных участках 35–40 г/м<sup>3</sup>. Больше половины зерен золота имеют размер до 1 мм, около 25% — 2 мм, остальные 3–10 мм. Пробность золота 899,3 [66].

Крупная россыпь р. Хатыннах (III-1-16) приурочена к долине р. Хатыннах, имеющей асимметричный поперечный профиль: правый борт крутой, левый пологий террасированный. Средний продольный уклон долины 0,008. Месторождение состоит из долинной россыпи (70–75% запасов) протяженностью 23 км, приуроченной в основном к пойме, и двух-трех террасовых россыпей, переходящих друг в друга как в продольном, так и в поперечном сечениях. Наибольшее значение из террасовых имеет приуроченная к верхней части долины россыпь длиной около 10 км террасы 10–15-метрового уровня (20–23% запасов). Золото обычно сконцентрировано в одном промышленном пласте, но около уступов террас расщепляется на два пласта. Мощность золотоносного пласта варьирует от 1,3 до 5 м. Золото приурочено к элювию коренных пород и к приплотиковому аллювию (около 40% запасов). Мощность торфов изменяется от 0,5 м (в верховьях) до 15–20 м в нижней части россыпи. Самородное золото разнообразно по морфологии и размерам зерен. В первые годы эксплуатации добывали большое количество самородков, самый крупный из которых весил около 4 кг. Кроме золота в тяжелой фракции присутствуют магнетит и касситерит. Содержание касситерита в некоторых частях россыпи достигало промышленных концентраций. В верхней, наиболее богатой части россыпи на протяжении 10 км средняя продуктивность составила 6 т золота на 1 км. Линейный запас золота варьировал от 1,5 до 31,6 кг/м<sup>3</sup>. Всего на месторождении добыто около 80 т золота. Первичные пески полностью отработаны, перспективы золотодобычи связываются с переработкой отвалов [59].

Примечательна крупная россыпь р. Мал. Ат-Юрях (III-1-9), расположенная в хорошо разработанной долине, имеющей симметричный профиль в верховьях и асимметричный на нижнем участке. Правый склон террасирован. Террасы 5, 10, 30 и 40-метровых уровней выражены нечетко и перекрыты делювиально-солифлюкционными отложениями. Наиболее широко распространены 5–10-метровые террасы. Россыпь представляет собой сложное сочетание долинных и террасовых пластов. Верхний участок длиной 11 км относится к долинному типу. Ширина россыпи здесь составляет 100–200 м, а в приустьевых частях боковых притоков она увеличивается до 1000 м, занимая почти все днище долины. Концентрация золота на этом отрезке россыпи достигала в некоторых струях 200–300 г/м<sup>3</sup> и более, а в отдельных западинах в плотике — нескольких килограммов на 1 м<sup>3</sup>. На нижнем участке распространены преимущественно террасовые россыпи, также богатые и выдержанные. Они представляют собой серию параллельных струй, образующих в целом полосу протяженностью более 11 км и шириной 500–600 м. Концентрация золота в струях нередко достигает 100–1200 г/м<sup>3</sup>, особенно в россыпи 10-метровой террасы. Золотоносные пласты Ат-Юряхской россыпи приурочены к основанию аллювиального слоя и верхней части

трещиноватых пород плотика. Иногда в них находится основная масса золота, проникающая по трещинам на глубину до 2 м, поэтому мощность пласта, которая в основном колеблется от 0,2 до 1,6 м, местами достигает 2,5–4,4 м. Золото представлено преимущественно мелкой фракцией (до 2 мм), но приустьевые участки ручьев М. Горького, Гольцовый, Буйный, Шумный выделяются обилием самородков весом 20 до 500 г, реже 1–2 кг. Пробность золота 905–975, средняя 950 [31].

С аллювиальными и пойменными отложениями по р. Среднекан и ее притокам связано 21 россыпное месторождение золота. Наиболее крупной по запасам является россыпь р. Среднекан (III-3-39), из которой на 1988 г. добыто более 11 т. Коренными источниками россыпей служат золоторудные дайки Среднеканской свиты. Все россыпи аллювиальные, в большинстве своем пойменные и террасовые. Обычно представлены одним пластом мощностью от 0,2 до 3,5 м (руч. Встречный). Золото в россыпях мелкое — до 2 мм, реже среднее, самородки встречаются редко, максимальный вес их достигает 180 г. Присутствует золото цементационное и жилковидно-пластинчатое с многочисленными, быстро выклинивающимися ответвлениями — комковидное и пластинчатое с мелкобугорчатой поверхностью, часты кристаллы и их сростки, дендриты, проволочко- и палочковидные формы. Степень окатанности золотин различна — от совершенной до плохой, золотины разной окатанности часто встречаются совместно. Вблизи золоторудных даек в россыпях преобладают золотины слабоокатанные, рудного облика, в сростках с кварцем. Цвет золота от золотисто-желтого до темно- и светло-желтого, характерны тонкие, пятнистые налеты красноватого цвета. Пробность 710–905. Средние содержания золота в россыпях меняются от 2 до 19, редко до 60 г/м<sup>3</sup> — руч. Борискин, 98,5 г/м<sup>3</sup> — руч. Геологический. В шлихах, кроме золота, присутствуют арсенопирит, пирит, магнетит, гематит, ильменит, вольфрамит, шеелит, касситерит, гранат, турмалин.

В северо-восточном замыкании Иньяли-Дебинского синклинория выявлено 24 россыпных месторождения золота. Коренными источниками россыпей служат золотоносные дайки Сабаргинской свиты, а также древний золотоносный аллювий высоких террас Колымы. Все россыпи аллювиальные, в большинстве пойменные и террасовые. В россыпях обычно наблюдается один пласт, мощность его колеблется от 0,4 до 2,6 м (р. Сабарга). Золото мелкое — до 2 мм, самородки отсутствуют. Форма золотин комковидная, пластинчатая, чешуйчатая, дендритовидная. Пробность 800–860, в р. Сабарга меняется от 798 до 910. Окатанность золотин различная — от совершенно окатанного золота до неокатанного. В шлихах, кроме золота, присутствуют арсенопирит, пирит, магнетит, гематит, гранат, касситерит. Средние содержания (г/м<sup>3</sup>) золота в россыпях меняются от 2 до 18, редко до 70, в руч. Кислый — от 26 до 115. Данные о добыче золота по большинству россыпей отсутствуют. Общую добычу в зоне можно оценить в 11,5 т. В настоящее время продолжается обработка отдельных целиков и техногенных россыпей в долине р. Сабарга.

В зоне сочленения Иньяли-Дебинского синклинория и Балыгычанского поднятия известно 22 россыпных месторождения золота. Все россыпи

аллювиальные, в большинстве русловые и пойменные, реже террасовые, основное количество золота сосредоточено в приплотиковой части разреза аллювиальных отложений и в элювии пород плотика. В руч. Таёжный золотоносный пласт приурочен к элювию и к трещинам в коренных породах. В самой нижней части аллювия золото сконцентрировано в небольших количествах. Касситерит, наоборот, концентрируется именно в нижней части аллювиальных отложений. Мощность золотоносного пласта очень непостоянна и колеблется в пределах от 0,2 до 3,6 м, чаще между 0,2–1,6 м. Золото в россыпях в основном мелкое и среднее — до 6 мм, крупные золотины пластинчатой формы достигают веса 80 г. В руч. Таёжный встречаются самородки весом 590, 637,3 и 718 г. Морфология золота разнообразна при преобладании уплощенно-комковидного и пластинчатого, в россыпях бассейна рек Золотистая и Пасмурная характерны дендриты. Окатанность золота хорошая, реже средняя. Цвет золота желтый и светло-желтый, иногда с буроватым оттенком. Пробность колеблется от 799 до 897. В шлихах, кроме золота, присутствуют пирит, арсенипирит, магнетит, рутил, гранат, турмалин, касситерит. Средние содержания золота в россыпях от 2 до 55 г/м<sup>3</sup>, иногда в редких гнездах до 200 г/м<sup>3</sup> — руч. Таёжный.

Россыпь р. Оротукан (III-2-66) — одна из наиболее протяженных россыпей территории листа, она не ограничивается каким-то одним рудно-россыпным узлом, поэтому описывается как самостоятельное месторождение золота. Золотоносность долины реки связана с пойменными и террасовыми аллювиальными отложениями и представлена рядом разобщенных полос и струй, располагающихся в обширном, почти непрерывном поле бедной и знаковой золотоносности, отмечаются участки высокой концентрации металла. Наиболее богата россыпь на верхнем участке, представленная рядом прерывистых линзовидных золотоносных струй и гнезд в отложениях террасы 10–12-метрового уровня и современной поймы (русовая россыпь). Длина струй обычно не превышает 59–200 м при ширине 10–30 м, наиболее выдержанные струи имеют длину 300–600 м при максимальной ширине 100–150 м. Русловая россыпь более выдержана — длина богатых струй 300–400 м при ширине 10–30 м. Золотоносный пласт русловой и террасовой россыпи имеет сходное строение и представлен нижними горизонтами аллювиальных галечников, в основном элювиальным щебнем, сцементированным суглинком. Мощность пласта 0,4–0,8 м при глубине залегания в террасовой россыпи 4–6 м и в русловой 1–2 м. Золото в россыпи верхнего течения р. Оротукан представлено в основном мелкими фракциями — от 0,5 до 2 мм (свыше 50%), средними фракциями — 27%, и крупными — 20%, встречаются самородки весом от 20 до 100 г. Пробность в верхнем течении 870. Форма золотины — овалы, пластинки, реже хорошоокатанные крупинки. Чистое, очищенное от включений золото желто-соломенного цвета, изредка встречаются золотины в рубашке. Россыпи среднего участка от устья руч. Таежный до устья руч. Сентябрьский представлены рядом разобщенных полос и струй с высокой концентрацией золота, они приурочены к отложениям современной поймы и террасам четырех первых уровней. Пойменная

россыпь является наиболее выдержанной, прослеживается почти непрерывно на протяжении более 5 км и представлена узкими (20–60 м) сближенными струями с содержанием золота до 12,2 г/м<sup>3</sup>. Пробность 865. Преобладающая форма пластинчатая, окатанность хорошая, цвет светло-желтый. Минералогический состав шлихов довольно однообразный: ильменит, монацит, циркон, пирит, касситерит, шеелит, арсенопирит, магнетит. Нижний участок россыпной золотоносности долины р. Оротукан начинается ниже устья руч. Приискатель. Здесь россыпь представлена несколькими промышленными струями в пойме реки и на ее левой террасе I уровня. Длина промышленных контуров меняется от 500 до 1800 м, ширина от 40 до 200 м. Мощность золотоносных пластов 0,8–2,0 м при мощности торфов 2–6 м в пойме и до 15–17 м на террасе. Содержания золота достигают 6–8 г/м<sup>3</sup>. Золото в основном мелкое, слабоокатанное, реже хорошоокатанное. Форма пластинчатая и комковидная, со следами первичных форм на поверхности. Пробность около 823.

Россыпная золотоносность в Сугойском синклинии, Аюн-Юряхском антиклинории и большей части Балыгычанского поднятия (за исключением его западной части) слабая.

Малые месторождения (II-3-19, 23, 27; II-4-25, 26) северной части Сугойского синклинии ассоциируют с коренным оруденением золото-редкометалльной формации. Россыпи преимущественно долинного типа, реже встречаются террасовые (15–30-метрового уровня). Длина россыпей 1,7–5,8 км, ширина 10–40 м. Мощность песков 0,6–0,7 м, торфов — 5,6–8,5 м. Содержания золота 2,25–5,98 г/м<sup>3</sup>. Золото пластинчатое, хорошо окатанное, средняя крупность 1,2–1,7 мм, пробность 857 [49].

В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе россыпная золотоносность развита также достаточно слабо. Здесь малые золотоносные россыпи (V-3-35; V-4-43, 53, 55, 56) выявлены только в его северо-восточной части, где ассоциируют с проявлениями золото-серебряной(?) формации. Россыпи пойменные шириной 10–20 м, протяженностью 300–600 м. Мощность песков 0,95–1,8 м, торфов — 2,5–5, до 13,2 м. Средние содержания золота 3,1–6,96 г/м<sup>3</sup>. Золото пластинчатое, слабоокатанное, размером до 2 мм, пробность 769–825 [49].

Меньшее значение имеют россыпи, сформированные за счет коренных объектов золото-серебряной рудной формации. Россыпи ручьев Берентал (IV-3-37), 14-я Верста (IV-3-39), Кункуй (IV-3-43) характеризуются относительно мелким (0,2–0,5 мм) и низкопробным (500–600 ед.) золотом.

В Индигиро-Колымской складчатой системе малые россыпи золота (II-2-43, 44, 47, 48, 49, 54; II-1-9) известны в южной части Омудевского поднятия. Здесь отмечаются редкие пункты минерализации и проявления коренного золота, которые, возможно, и являются источниками формирования россыпей. Россыпи долинные, протяженность их не превышает 2,3 км, ширина от первых десятков до 70 м, иногда до 200 м. Мощность песков 0,2–1,6 м, торфов — от 2,8 до 8,8 м. Золото среднее и мелкое, окатанность средняя, пробность 872–891. Содержания золота 1,11–9,9 г/м<sup>3</sup> [60, 142].

**Серебро.** Серебро — второй по экономической значимости металл рассматриваемой территории. Первые серебряные (золото-серебряные) месторождения были обнаружены в структурах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, затем последовали открытия в Балыгычано-Сугойском прогибе, кардинально изменившие представление о его металлогении. В настоящее время, наряду с широким распространением существенно сереборудных объектов, в большинстве случаев серебро является составным компонентом комплексных серебросодержащих руд серебро-золотых и золото-серебряных рудных объектов. Кроме того, серебро часто является сопутствующим компонентом в серебро-полиметаллических и серебро-сурьмяных рудах. Названные типы оруденения в той или иной мере распространены почти по всей площади. Основной объем рудного серебра сосредоточен в Балыгычано-Сугойском прогибе и на Балыгычанском поднятии. Широко распространено промышленное серебряное оруденение в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе; как попутный компонент серебро присутствует в месторождениях и проявлениях свинца и цинка, меди, золота в Индигиро-Колымской складчатой системе. На карте полезных ископаемых показаны четыре крупных, шесть средних, пять малых месторождений, более 300 проявлений и пунктов минерализации. Все сереборудные объекты, как существенно серебряные, так и серебросодержащие комплексные, относятся к золото-серебряной формации.

Существенно серебряные объекты золото-серебряной формации известны в зонах тектоно-магматической активизации и в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе, наиболее значимыми в отношении серебряной минерализации являются структуры Сугойского синклиория и Балыгычанского поднятия. Всего на территории листа известно одно крупное (III-6-173), пять средних (II-6-49, 58; III-3-163; III-6-131, 143) и три малых (III-6-145; IV-6-9; VI-2-39) месторождения, 125 проявлений и 141 пункт минерализации.

Гольцовская рудная зона приурочена к восточному краю юга Кэнской лавовой полосы, она объединяет крупное месторождение Гольцовое (III-6-173) на юге, среднее месторождение Напористое (III-6-143), малое месторождение Приветливое (III-6-145) на севере и ряд проявлений и пунктов минерализации.

Рудное поле серебряного месторождения Гольцовое (III-6-173) сложено игнимбритами риолитов шороховской свиты, андезитами каховской свиты, прорванными субвулканическими телами позднемеловых риолитов, в том числе невадитовых. Прослежено пять круто- и пологозалегающих зон аргиллизации пород с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией. Протяженность зон до 2 км, мощность 1–6 м. Местами в зонах присутствуют стержневые жилы мощностью до 10–30 см. Наибольшее значение имеет рудная зона №1 северо-восточного простирания протяженностью 1,3 км. Падение зоны северо-западное под углом 40–45°, по падению она прослежена на 200–400 м. Текстуры руд вкрапленные, минеральный состав: главные — галенит, сфалерит, второстепенные — кварц, карбонат, халькопирит, пирротин, пирит, марказит, блеклая руда,

арсенопирит, халькозин, пираргирит, аргентит. Средние содержания серебра в рудных телах более 1 кг/т; присутствуют (%) свинец — 0,1–1, цинк — 0,1–0,4, медь — до 0,35, сурьма — 0,05–0,7, олово — до 0,15% [49]. Запасы серебра по категориям А + В + С<sub>1</sub> составляют 939,6 т, С<sub>2</sub> — 660,5 т, забалансовые — 29,5 т; кроме того, имеются свинец (С<sub>1</sub> — 32, 4 тыс. т, С<sub>2</sub> — 32,2 тыс. т, забалансовые — 2,2 тыс. т) и цинк (С<sub>1</sub> — 6,3 тыс. т, С<sub>2</sub> — 5,7 тыс. т, забалансовые — 2,5 тыс. т).

Месторождения Напористое (III-6-143) и Приветливое (III-6-145) отличаются тем, что располагаются в зоне влияния (в эндо- и экзоконтакте) Невского гранитного массива. Рудные тела представлены метасоматически переработанными породами с прожилково-вкрапленной минерализацией. В рудах, кроме серебра, существенное значение приобретают олово и сурьма.

Среднее серебряное месторождение Тэутэрэнджекское (III-6-131), рудное поле которого сложено игнимбритами риолитов шороховской свиты и ограничено разломами северо-восточного простирания, находится в южной половине Дукатской зоны. Месторождение представлено субмеридиональными зонами дробления с жилами сульфидно-карбонатного состава. Всего известно 10 рудных тел, из которых три имеют промышленное значение. Протяженность зон 1,5–2 км, мощность до 4 м. Жилы круто падают на восток. Рудные минералы составляют 2–3% и представлены галенитом, сфалеритом, буланжеритом, джемсонитом, арсенопиритом. Серебро со средним содержанием 270,6–796 г/т сосредоточено в трех зонах и по запасам соответствует среднему месторождению; кроме того, определены запасы свинца — 8,9 тыс. т с содержанием 2,15%, цинка — 3 тыс. т с содержанием 0,74% [170].

Кроме того, к промышленно-значимым объектам в пределах Яно-Колымской складчатой системы относятся средние месторождения Ветвистое (III-3-163), Мечта (II-6-58), Тидид (II-6-49), в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — малые месторождения Боковое (IV-6-9) и Ушельное (VI-2-39).

Рудное поле месторождения Ветвистое (III-3-163) сложено ороговированными триасовыми песчано-глинистыми породами, прорванными дайкообразными телами трахириолитов позднемелового печальнинского комплекса. Оруденение связано с минерализованными зонами дробления и кварц-сульфидными жилами. Протяженность зон 500–600 м, иногда до 2 км, суммарная около 8 км; мощность от 3–5 до 50–60 м. Мощность жил колеблется от 0,5 до 8 м. Горными выработками вскрыты и прослежены четыре зоны общей протяженностью 2,2 км. Текстуры руд полосчатые, колломорфные, каркасно-полосчатые, брекчевые. Рудные минералы, составляющие от 2–5 до 15–20% (на глубине), представлены галенитом, пиритом, сфалеритом, аргентитом, буланжеритом, фрейбергитом, пруститом, пираргиритом, стефанитом, самородными серебром и золотом. В штучных пробах содержание серебра достигает 13,8 кг/т. Среднее содержание серебра в жилах варьирует от 319 до 2115 г/т, золота — от 0,2 до 1 г/т. Утвержденные прогнозные ресурсы по категории Р<sub>1</sub> составляют 500 т. По категории Р<sub>3</sub> ресурсы оценены в авторском

варианте в 1500 т и могут быть увеличены за счет неизученных рудных зон [159].

Площадь месторождения Мечта (II-6-58) сложена игнимбритами риолитов шороховской свиты. Рудные тела представлены прожилково- жильными зонами, которые локализованы в зонах дробления субмеридионального простирания, круто (под углами 50–85°) падающих на запад. Рудные тела мощностью 0,1–1,4 м прослежены на 1000–1600 м по простиранию и на 200–500 м по падению. Минеральный состав руд: главные — кварц, гидрослюда, хлорит, арсенопирит, сфалерит, галенит; второстепенные — карбонат, турмалин, флюорит, апатит, халькопирит, пирит, пирротин, марказит; редкие — анатаз, рутил, аргентит, пираргирит, фрейбергит, стефанит, касситерит, станнин, араминит, полибазит, алларгентум, самородные золото и серебро. Рудные минералы составляют 20–30% жильной массы. Для верхнерудных горизонтов характерны кварцевые и сульфидно-кварцевые руды; для нижнерудных и подрудных — кварц-хлорит-сульфидные и сульфидно-хлоритовые с карбонатом. Текстура руд брекчиевидная, полосчатая, вкрапленная, массивная, прожилковая. Содержание серебра колеблется от 0,1 г/т до 3 кг/т; средние по отдельным рудным телам от 75,5 до 527,7 г/т, по месторождению — 291,3 г/т. Среднее содержание золота — 0,1 г/т, свинца — 1,25%, цинка — 1,24%, висмута — до 0,8%, олова — до 0,02% [49]. Околожильные изменения гидрослюдисто-кварцевые на верхнерудном горизонте, сменяющиеся серицит-кварцевыми и гидрослюдисто-серицит-кварцевыми на рудном горизонте, и биотит-серицит-кварцевые с хлоритом на нижнерудном. Возраст околожильных метасоматитов (Rb-Sr метод) составил  $76 \pm 4$ ;  $88 \pm 2$  и  $88 \pm 7$  млн лет [158]. Запасы серебра по сумме категорий составляют 671,2 т, имеется золото — 0,15 т, свинец — 32,2 тыс. т, цинк — 34,1 тыс. т.

Месторождение Тидид (II-6-49) приурочено к Гореловской вулкано-структуре, выполненной в основном игнимбритами риолитов шороховской свиты, присутствуют субвулканические интрузии. Рудные тела представлены северо-восточными пологопадающими, а также субширотными и северо-западными крутонаклонными прожилково-жильными зонами, иногда со стержневыми жилами. Протяженность зон 0,3–3,5 км, мощность до 10–15 м. Мощность рудных тел 1,5–7,3 м. Минеральный состав руд: галенит, сфалерит, хлорит, пирротин, блеклая руда, фрейбергит, редкие — пираргирит, овихит, аргентит, стефанит, полибазит, миаргирит, самородное серебро. Содержание сульфидов в рудах составляет 20–30%. Среднее содержание серебра по рудным телам 139,4–8513,5 г/т (среднее по месторождению 496,2 г/т). Содержание золота 0,1 г/т, свинца — 0,43–3,4% (среднее 1,34%), цинка — 0,56–2,17% (среднее 1%). Отмечаются повышенные содержания олова, меди, сурьмы, мышьяка [49, 93]. Запасы серебра по сумме категорий 474,5 т, присутствуют свинец — 18,1 тыс. т и цинк — 28,4 тыс. т.

Площадь месторождения Боковое (IV-6-9), составляющая около 1 км<sup>2</sup>, сложена осадочными породами юры, прорванными субвулканическим телом риолитов. В осадочных породах выявлено около 20 жил и зон прожилкования крутопадающих северо-западного простирания, мощностью

0,1–0,5 м и пологопадающих межпластовых жил северо-восточного направления мощностью до 1,0 м. Содержание серебра в рудных телах изменяются от 20 до 182,2 г/т, олова — 0,01–2,3%. Состав жил кварц-хлоритовый с серицитом и сульфидами, кварц-хлорит-аксинитовый, кварц-аксинит-турмалиновый, кварц-карбонатный. Рудные минералы представлены галенитом, касситеритом, сфалеритом. Выделено два наиболее перспективных рудных тела, представляющих собой пологозалегающие жилы кварц-хлоритового состава. Рудные тела имеют длину 90 и 250 м, средние мощности соответственно 1,1 и 0,45 м [130, 201].

Месторождение Ущельное (VI-2-39) располагается в позднемиоценовых вулканитах. Самородное серебро, гессит, фрейбергит, акантит и другие сульфиды находятся в пылевидном рассеянном состоянии в адуляр-кварцевых жильных телах. Из разведанных четырех жил промышленное оборудование установлено в одной. При средней мощности рудного тела 1,4 м и среднем содержании 378 г/т (золото — 0,2 г/т) запасы серебра составляют 42 т. Вместе с другими серебряными проявлениями оно образует резервную сырьевую базу рудного района [60].

В промышленном отношении интересна и перспективна также группа небольших проявлений серебра (IV-4-50, 55, 56, 57, 59, 61, 62, 63, 64), сосредоточенных в центральной части Балыгычанского поднятия. Проявления представлены кварцевыми жилами и зонами прожилкования мощностью 0,2–0,8 м с вкрапленностью сульфидов, главным образом галенита. Содержание серебра в пробах 70–170 г/т, в отдельных случаях до 2188–6415 г/т, свинца и цинка — до 1%, отмечаются медь, олово, сурьма [208].

В Индигино-Колымской складчатой системе серебро в качестве попутного компонента присутствует в рудах медных и полиметаллических месторождений, иногда образует самостоятельные проявления (I-3-4, 20, 21).

Интерес может представлять проявление (I-3-20), локализованное в скарнах юго-западного экзоконтакта Арангасского гранитного массива. Скарны развиты по карбонатным породам нижнеороекской подсветы среднего рифея, неравномерно минерализованы, участками содержат обильную вкрапленность халькопирита, борнита, халькозина и блеклых руд. Содержания серебра достигают 400 г/т, меди — 1,3%, олова — 0,59%, цинка — 0,5%, свинца — 0,1% [173].

На сочленении Омудевского поднятия и Иньяли-Дебинского синклинария известны золото-серебряные проявления с существенной серебряной составляющей, содержащие сурьму (II-2-57, 60; III-2-2). Они представлены вкрапленно-прожилково-жильными зонами, окварцованными зонами дробления и брекчирования. Содержания серебра составляют 10–300 г/т, сурьмы — до 7, иногда до 22%. Концентрация золота невысокая — доли г/т, редко до 6,3 г/т [142].

Важную роль в отношении серебра играют также золото-серебряные рудные объекты, которые относятся к комплексным и в которых серебро имеет определяющее значение. Эти месторождения и проявления имеют важное промышленное значение в пределах Яно-Колымской складчатой



системы и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. К ним относятся рудные объекты Дукатской рудной зоны, крупные месторождения Арылах (II-6-3), Лунное (II-6-12), малые месторождения Громада (I-4-18), Утесное (VI-1-30), Финиш (VI-1-37), 32 проявления и один пункт минерализации.

В Яно-Колымской складчатой системе золото-серебряные рудные объекты сосредоточены в Балыгычано-Сугойском прогибе.

Дукатская рудная зона субмеридионального простирания, отвечающая в целом Кэнской лавовой полосе, включает крупное месторождение Дукат (в северной части) и целый ряд золото-серебряных проявлений. Кроме того, с ними пространственно ассоциируют существенно серебряные рудные объекты, одним из которых является среднее месторождение Тэутэрэнджекское (III-6-131), описанное выше.

Дукат (III-6-40) — самое крупное золото-серебряное месторождение региона. Оно локализовано в вулcano-интрузивном куполе размером  $5 \times 8$  км, ограниченном Восточным, Амплитудным и Северо-Западным разломами. Купол сложен рудовмещающими покровами и экструзивными телами риолитов, туфами и игнимбритами высококальциевых риолитов аскольдинской свиты. Буровыми скважинами вскрыты биотитовые граниты, прорывающие аскольдинскую свиту. Возраст гранитов, определенный Rb-Sr изохронным методом,  $89,2 \pm 2,7$  млн лет [156]. Интересными представляются трубчатые и трещинные тела туффзитов, со многими из которых ассоциирует оруденение. Распространены пострудные дайки базальтов позднемелового джагынского комплекса, имеющие северо-восточное простирание. Рудное поле месторождения фиксируется ареалом низкотемпературной пропилитизации.

На месторождении прослежено более 50 рудных тел общей протяженностью около 20 км. Существуют два основных морфологических типа рудных тел: зоны и жилы. Ведущее промышленное значение имеют рудные зоны северо-западного и субмеридионального простирания, длиной 501–1600 м, содержащие до 70% запасов. Они представляют собой зоны дробления вулканитов мощностью от 2–3 до 20 м, в которых стволые жилы мощностью 3–5 м сопровождаются прожилково-штокверковыми ореолами. Второй тип рудных тел — жилы выполнения субмеридионального и северо-восточного простирания длиной 160–700 м и мощностью 1–2 м, в раздувах до 7 м.

Промышленное значение имеют кварц-хлорит-адуляровые и кварц-родонитовые, подчиненное — кварц-сульфидные рудные тела. Намечается приуроченность кварц-сульфидных тел к трещинам северо-восточного простирания, кварц-хлорит-адуляровых — к субмеридиональным, а кварц-родонитовых — к северо-западным. Самыми распространенными рудными минералами являются галенит и сфалерит (до 5–10%), аргентит, в меньших количествах присутствуют пирит, халькопирит, магнетит, пирротин, клейофан, самородное серебро, кюстелит, пираргирит. Содержание рудных элементов колеблется в широких пределах, в бонанцах достигает весьма высоких значений. Золото-серебряное отношение в кварц-хлорит-адуляровых рудах 1 : 340, в кварц-родонитовых рудах 1 : 550.

Запасы серебра со средними содержаниями в рудных телах 328–510 г/т по категориям А + В + С<sub>1</sub> — 11018,5 т, С<sub>2</sub> — 1409,4 т, забалансовые — 731,3 т; запасы сопутствующего золота при содержаниях 0,8–1,2 г/т составляют по категориям А + В + С<sub>1</sub> — 32,7 т, С<sub>2</sub> — 5,9 т, забалансовые — 1,01 т. Кроме того, рассчитаны запасы сопутствующих свинца — 79,4 тыс. т с содержаниями 0,22–0,29% и цинка — 74,8 тыс. т с содержаниями 0,25–0,26%.

Формирование месторождения происходило длительно, выделено два этапа рудообразования. Возраст ранних кварц-сульфидных и кварц-хлорит-адуляровых жил, определенный Rb-Sr изохронным методом, составил  $84 \pm 1$  млн лет, Ar-Ar методом — 80,6–85 млн лет. Возраст (Rb-Sr метод) кварц-родонитовых жил второго этапа —  $74 \pm 5$  млн лет [93].

Рудное поле золото-серебряного месторождения Арылах (II-6-3) занимает площадь 20 км<sup>2</sup> и приурочено к Арылахскому вулcano-тектоническому поднятию, где выходят осадочно-вулканогенные образования арылахской толщи, прорванные субвулканическими телами кислого и основного состава. С запада месторождение ограничено Левобулурским, а с востока Булурским разломами. Главное магмо- и рудоконтролирующее значение имеет Булурский разлом. На месторождении выявлено 12 рудных тел, представленных жилами и жильными зонами, относящимися к двум структурно-морфологическим типам. Первый тип — наклонные (50–70°) зоны северо-восточной ориентировки, падающие на юго-восток. Они сложены мощными (до 20–30 м) дорудными кварцевыми и адуляр-кварцевыми брекчиями с участками густого кварцевого прожилкования и метасоматической переработки. Тела брекчий вмещают более поздние сульфидно-кварцевые и лимонит-сульфидно-кварцевые жилы и прожилки с богатым золото-серебряным оруденением. Второй тип представлен субвертикальными (76–90°) жилами, сериями сближенных жил и прожилков сульфидно-кварцевого и лимонит-сульфидно-кварцевого состава северо-восточной ориентировки, развивающимися в виде систем лестничных жил. Гидротермальные изменения пород выразились в формировании широких линейных зон окварцевания, аргиллизации, хлоритизации, сульфидизации и кварц-адулярового метасоматоза. Минерализация носит полистадийный характер. Продуктивными являются сульфидно-кварцевые и лимонит-сульфидно-кварцевые жилы с небольшим количеством адуляра и флюорита. Рудные минералы (до 2%, а в центральных частях жил до 10–50%) представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, марказитом, арсенопиритом, халькопиритом. Ограниченным распространением пользуются фрейбергит, пираргирит, самородное серебро, пирротин. Протяженность рудных тел колеблется от 160 до 1300 м; средняя мощность 3,6–9,7 м. Скважинами рудные тела прослежены на глубину 300 м от поверхности. Среднее содержание золота 0,2–1 г/т, серебра — 199–546,5 г/т. В повышенных концентрациях присутствуют свинец, цинк, медь [49]. Возраст оруденения, определенный по адуляру Ar-Ar методом, составил 81,5–85 млн лет, по адуляр-кварцевым прожилкам Rb-Sr методом —  $86 \pm 1$  млн лет [93]. Запасы серебра составляют по категории А + В + С<sub>1</sub> — 877,7 т, С<sub>2</sub> — 87,7 т, забалансовые — 113,2 т, золото — около 2 т.

Рудное поле месторождения Лунное (II-6-12) включает два основных участка (Центральный и Южный) и ряд рудопроявлений [93]. Выявлено девять прожилково-жильных рудных зон, наиболее богатой, заключающей до 80% запасов, является зона IX участка Южный. Она связана с крупноамплитудным субширотным сбросом, ограничивающим с севера Сарманскую вулcano-тектоническую депрессию. Рудовмещающими являются пропилигитизированные андезиты и их туфы каховской свиты. В кислых вулканитах надрудных горизонтов развиты зоны аргиллизации. Рудные тела состоят из минерализованных зон, объединяющих одну или несколько стволовых жил и сопоставимый по мощности ореол продуктивной прожилково-вкрапленной минерализации. Протяженность жил от первых десятков до 600–800 м, мощность от 0,2 до 25 м. Текстуры руд брекчиевые, крустификационные, каркасно-пластинчатые, кокардовые, пятнистые, полосчатые. Размах оруденения достигает 350 м. Больше половины запасов концентрируется в пределах рудных столбов округлой и изометричной форм, приуроченных к узлам сочленения или пересечения разрывов различной ориентировки. Состав жильной минерализации адуляр-родонит-кварцевый, кварц-карбонатный. Основные рудные минералы — пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и халькопирит; минералы серебра (акантит, сульфосоли и селениды серебра). Золото-серебряное отношение в среднем 1:170. Содержание золота от долей г/т до 100–130 г/т (среднее 2,5 г/т), серебра — до 5–8 кг/т (среднее 430 г/т). Содержание свинца, цинка и меди около 1% [49, 93]. Температура рудоотложения 420–130 °С при устойчивом режиме снижения температур к поздним стадиям. Возраст оруденения, определенный Rb-Sr изохронным методом по адуляру,  $87 \pm 2$  млн лет [93]. Запасы серебра по категориям A + B + C<sub>1</sub> — 682,9 т, C<sub>2</sub> — 2327,1 т, забалансовые — 237,5 т, имеется золото в количестве 15,3 т.

В Охотско-Чукотском вулcanoгенном поясе сосредоточены малые золото-серебряные месторождения Утесное и Финиш и немногочисленные проявления.

Месторождение Утесное (VI-1-30) расположено в пределах одноименной вулcano-купольной структуры. Основание структуры сложено андезитами нанкалинской толщи мощностью 250 м, выше залегают туфы дацит-риодацитового состава хольчанской свиты и игнимбриты ольской свиты. Они прорваны крупным гарполитом риолитов ольского комплекса, пластовая часть которого внедрилась по границе хольчанской и ольской свит. Внутри гарполита расположены три сближенные прожилково-жильные зоны длиной от 0,5 до 2 км. Зоны включают более 30 сложных жил и многочисленные прожилки. Средняя мощность рудных жил 1 м, длина по простиранию 300–500 м, длина по падению до 100 и 400 м и более. Оруденение локализуется в четырех жилах на верхних горизонтах в виде пологих столбов длиной 40–60 м. Жильные минералы: кварц, адуляр, реже карбонат, спорадический — флюорит. Рудные (не более 1–2%): пирит, халькопирит, фрейбергит, стефанит, пираргирит, арсенопирит, марказит, теннантит, сфалерит, галенит, электрум (пробность 350–500),

антимонит, киноварь, самородное серебро, полибазит, штрмейерит, кюстелит, акантит, миаргирит, ковеллин. Среднее содержание серебра в рудных телах 339,4 г/т, золота 1,7 г/т. Присутствуют (%) ртуть — до 0,09, мышьяк — до 1, литий — 0,05–0,1, свинец и цинк — 0,01. Есть тенденция к увеличению содержания золота и уменьшению содержания серебра с глубиной. Возраст оруденения, определенный Ag-Ag методом, составил 81 млн лет [63]. Авторские прогнозные ресурсы месторождения категории P<sub>2</sub>: серебро — 700 т, золото — 2,4 т [60].

Аналогичный характер оруденения на месторождении Финиш (VI-1-37), приуроченном к сочленению вулканокупольных структур Сфинкс и Утесная. Среднее содержание серебра в рудных телах 193,6–473 г/т, золота — 1,5–2,8 г/т. Электрум отличается несколько повышенной пробыностью (540–610) [60].

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Уран.** Урановая минерализация установлена в пределах Омuleвского поднятия Индигиро-Колымской складчатой системы, здесь выявлено два проявления (I-1-36, II-2-31) урановой березитовой формации. Девять пунктов минерализации урана и тория на остальной площади листа перспектив на выявление промышленно-значимых объектов не имеют.

Проявление Сударское (I-1-36) расположено на участке распространения позднеюрских кислых вулканитов веринской свиты, в зоне крупного разрывного нарушения. В оперяющих зонах нарушения, в гидротермально измененных риолитах выявлено более 10 точек с повышенной радиоактивностью. Изучена одна из зон протяженностью 80 м и мощностью до 12 м. Установлена неравномерно распределенная вкрапленность склодовскита и казолита. Содержание урана до 0,1%, среднее 0,038% [60].

Проявление Лыглыхтахское (II-2-31) приурочено к дайкообразным телам субвулканических риолитов, внедренных в зону разрывного нарушения. Урановая минерализация локализована в зонах трещиноватости и гидротермального изменения пород. Рудоносные тела крайне невыдержанные, быстро выклиниваются по простиранию и падению, часты раздувы и пережимы; мощность их 1–9 м, длина от 5–60 до 150–200 м. По данным бурения на одном из участков оруденелые зоны залегают до глубины 72 м, суммарная видимая мощность их 34 м. Оруденелые зоны представлены трещиноватыми и гидротермально измененными риолитами с вкрапленностью и нитевидными прожилками урановых минералов, гнездами сульфидов. Минерализация зон: уранинит (дисперсная вкрапленность), урановая чернь (корочки, налеты, примазки, мелкая вкрапленность), отунит, торбернит, уранофан, флюорит, гематит, сульфиды, карбонаты. Содержание урана на одном из участков 0,011–0,331%, обычно 0,03–0,06%, на остальных выявленных трех участках меньше. Ресурсы урана около 1 тыс. т при содержании 0,03–0,05% [60].

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

**Кальцит оптический.** Кальцит известен на двух проявлениях: Чалбыгинском (VI-1-74) и Правохасынском (VI-1-94), сосредоточенных в юго-западной части листа, в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Проявление Правохасынское (VI-1-94) расположено в придолинной части р. Хасын. Здесь известен ряд кальцитовых и кварц-кальцитовых жил мощностью 0,2–0,6 м, иногда до 1 м. На отдельных участках жил в жильной массе наблюдались прозрачные кристаллы кальцита размером до 8 см, они рассматривались как оптическое сырье, но не анализировались. В связи с развитием стекольного производства в 1943–1948 гг. из жил без специальных исследований велась добыча промышленного кальцита, добыто 450–500 т.

**Кварц пьезооптический.** Малые месторождения кварца пьезооптического связаны с позднемеловыми гранитными массивами и принадлежат к формации хрусталеносных кварцевых жил. Гряднинская группа малых месторождений (IV-3-8, IV-3-12) находится вблизи штока Гряда, в контактовых роговиках разведаны четыре сложно ветвящиеся турмалин-слюдисто-кварцевые жилы с топазом и касситеритом. Прослеженная длина жил — до 350 м, мощность 0,3–0,6 м. К раздувам жил приурочены погребя с горным хрусталем мощностью 0,2–0,25 м и длиной 1,5–9 м. Друзы горного хрусталя имеют размеры от 5–13 до 30–35 см. Для оптического сырья пригодны кристаллы средних размеров без включений, трещин и двойников, но выход их небольшой. В 1940–1950 гг. попутно с разведкой осуществлялась добыча пьезокварца.

На месторождении Гряднинское-1 (IV-3-12) среди развалов гранитов также встречались обломки жильного кварца и мориона. Один из монокристаллов мориона размером 12×18 см обнаружил высокие пьезооптические свойства. Разведочные работы на месторождении не проводились.

**Флюорит оптический.** Месторождение оптического флюорита Большой Каньон (II-2-3) представлено кварц-флюоритовыми жилами в скарнах вблизи одноименного массива. Изучены две жилы мощностью до 3 м, прослеженные на 300–500 м, и зона дробления с погребями флюорита, размер погребов 1–2 м<sup>3</sup>. В жилах вместе с флюоритом присутствуют кальцит, турмалин, аксинит и сульфиды. Флюорит образует гнезда и грубозернистые агрегаты до нескольких сантиметров в поперечнике. Кристаллы флюорита бесцветные, водяно-прозрачные, желтоватые, зеленоватые, голубые или фиолетовые, размер их не более 20 см. Выход бездефектного сырья мал, но несколько возрастает с глубиной. Из добытых 3118 кг флюорита получено 186 кг оптического сырья (6%), остальной материал пригоден на плавку для получения стекол и выращивания искусственных

кристаллов. Оценка ресурсов месторождения до 9000 кг, бездефектных кристаллов — до 540 кг [187].

## ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Флюорит.** Присутствие бедной вкрапленно-прожилковой флюоритовой минерализации характерно для объектов, расположенных на Омудевском поднятии. Здесь отмечен пункт минерализации (I-1-14), где в верхнесилурийских известняках наблюдались системы тонких (до 3–5 см) протяженностью до 1 м флюоритовых прожилков.

Флюорит также часто является жильным минералом в свинцово-цинковых месторождениях, где может явиться предметом попутной добычи.

**Барит.** Проявление барита Ирюдийское (I-1-35) находится в пределах Омудевского поднятия. В палеозойских известняках выявлены две кальцит-баритовые жилы мощностью до 20 м и длиной до 200 м. В жильном материале, кроме барита, присутствуют кальцит и витерит, содержание бария по данным химического анализа от 20 до 55,6%. Проявление может оцениваться как малое месторождение. В ряде мест Омудевского поднятия барит отмечался также в виде тонких баритовых и маломощных (до 0,5 м) кальцит-баритовых и флюорит-баритовых прожилков и жил [74].

**Алунит.** Алунитовые или каолинит-алунитовые породы нередко встречаются среди метасоматически измененных вулканитов в Охотско-Чукотском поясе. Арманское месторождение (VI-1-28) алунитов и алунитсодержащих агальмотолитов располагается в бассейне руч. Утесный в рудном поле золото-серебряного месторождения. Алунитовые породы слагают две пластовые залежи мощностью 15–30 м, вытянутые на 0,8–1,5 км при ширине до 1 км. Породы серого и реже розового цвета представляют собой тонкозернистый агрегат алунита, каолинита, диккита и кварца, присутствующих в переменных количествах. В них присутствуют мономинеральные алунитовые жилы мощностью до 3 м. Химический состав алунитизированных пород (вес.%):  $\text{SiO}_2$  — 5–30,9;  $\text{TiO}_2$  — 0,1–0,14;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 35–39,5;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,19–0,37;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,12–0,42;  $\text{K}_2\text{O}$  — 2,98–9,74;  $\text{H}_2\text{O}$  — 12,46–13,62;  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,06–0,07;  $\text{SO}_3$  — 12,57–36,66. Породы пригодны для получения квасцов, сульфида кальция, серной кислоты, высокоглиноземистых огнеупоров; могут использоваться в качестве облицовочного и подделочного материала. Ресурсы алунитовых пород месторождения не менее 10 млн т [60].

## КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

### Оптические материалы

**Кварц стекольный** обнаруживается в пределах Охотско-Чукотского пояса, изучался вблизи населенных пунктов. Малое месторождение Сточное (VI-2-31) представлено жильными телами, основная крутопадающая жила

№ 1 средней мощностью 4,1 м прослежена по простираанию на 350 м, по падению на 65 м. Состав жилы карбонат-кварцевый, содержание (%)  $\text{SiO}_2$  — 73,  $\text{CaO}$  — 13,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,5. Месторождение эксплуатировалось для нужд стекольного производства. Запасы сырья месторождения оцениваются в 1,2 млн т. Меньшие параметры имеют проявления Хасынское (VI-2-68), Бубен (VI-6-2) и проявление (II-3-14) на руч. Чаркан.

### Абразивные материалы

**Корунд.** Известны два проявления корунда, сосредоточенных в пределах Охотско-Чукотского пояса.

Проявление Ховань (VI-4-44) приурочено к высокоглиноземистым породам в составе массива вторичных кварцитов, которые развиты на площади 13 500 м<sup>2</sup>. В их составе, кроме корунда (20–50%), присутствуют пиррофиллит (40–50%), диаспор (до 30%), примесь рутила, мусковита, кварца. Содержание глинозема 60%. Прогнозные ресурсы абразивного материала оцениваются в 3,5 млн т.

Проявление Вершининское (V-4-66) приурочено к зоне метасоматически измененных кислых эффузивов. В пластообразной залежи вторичных кварцитов мощностью около 50 м и протяженностью 300 м присутствуют вкрапленники корунда размером 2–15 мм и его прожилки мощностью до 1 см. Визуально корунд составляет от 15 до 40% общего объема вторичных кварцитов.

**Опока.** Среднее месторождение опок Первомайское (V-2-13) располагается в бассейне р. Хета, в районе одноименного угольного месторождения, связано с базальтами верхнемеловой мыгдыкитской свиты и отнесено нами к опоковой туфогенной формации. Основной пласт опок мощностью 2,9–13 м местами расслоен потоком базальтов мощностью до 3,5 м. Помимо этого слой опок мощностью 3–7 м залегает в основании базальтовой толщи. На участке сопки Северная пласт опок прослежен на расстояние в 1 км. На месторождении различаются светло-серые мягкие опоки, обладающие большой пористостью, и темно-серые более твердые и плотные опоки. Твердость опок 4–5, плотность 2,2–2,62 г/см<sup>3</sup>, объемная масса 1,56–1,98 т/м<sup>3</sup>, пористость 17,73–35,27%. Опоки испытаны к использованию для цементного производства и изготовления легковесного строительного кирпича. Разведанные запасы для открытой добычи 287 тыс. т, прогнозные ресурсы по категории  $P_1 + P_2$  составляют 9,2 млн т [107].

### ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Графит.** Графит в виде заметной примеси содержится в графит-хлоритовых сланцах среднерифейской ороэксской свиты на Приколымском поднятии, а проявления графита известны в Балыгычано-Сугойском прогибе, где нижнемеловые угленосные образования метаморфизованы в контакте с гранитными массивами.

Проявление Сугойское (III-6-6) представлено залежью аморфного графита мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, прослеженной на 150–400 м. Выделяются три наиболее крупных пласта с мощностью 1,8; 3 и 8,35 м. Состав графита (вес.%): углерод — 72–81,5, водород — 0,17–0,3; зольность — 26,7–76,2. Запасы составляют 169 тыс. т. Проявление Водопадное (III-6-124) на правом берегу р. Омчикчан характеризуется меньшими размерами и худшим качеством сырья (зольность 35–53%).

**Цеолиты.** Процессы цеолитизации распространены в вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложениях Охотско-Чукотского пояса, цеолитизация пород установлена в бассейнах рек Армань, Ола, Хета, Талая. Всего на территории листа известны одно среднее месторождение Флора (VI-2-62) и два проявления (Хурчанское — V-3-8 и Слон — VI-1-67). Все они отнесены к цеолитовой аповулканогенной формации.

На месторождении Флора залежь цеолитизированных пород имеет протяженность 1100 м. Цеолиты представлены ломонтитом, который замещает вкрапленники и основную массу позднемеловых субвулканических тел дацитов и андезитов, среднее содержание ломонтита 20–40%. По адсорбционным свойствам руды низкого качества. Запасы ломонтитсодержащих пород при среднем содержании 30–40% составляют 10,2 млн т, прогнозных ресурсы по категории  $P_1 + P_2$  оценены в 3,4 млн т.

Проявление Хурчанское представлено высококремнистыми цеолитами — клиноптилолитом и морденитом, которые замещают обломки стекла и плагиоклазов в туфах верхнемеловой ольской свиты. Содержание цеолитов колеблется в пределах 24–56%.

Ломонтитоносные породы месторождения Флора с положительным результатом использовались в сельском хозяйстве, в качестве добавок в цементы и для очистки промышленных сточных вод.

## ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

**Агат.** На территории листа известно 16 проявлений агатов (V-1-59, 65; V-2-41, 45, 47; V-6-8, 9; VI-1-1, 42, 59, 62, 65, 69; VI-2-3; VI-5-29,30). Все проявления связаны или с базальтами мыгдыкитской свиты, или, реже, с кислыми и щелочными лавами Охотско-Чукотского пояса. Наибольшее распространение они получили в центральной части Малтано-Ольского вулканического поля. Агаты и халцедоны выполняют миндалины в вулканах, мощность продуктивного горизонта 160–250 м, собственно агатоносные покровы мощностью 5–10 м ритмически повторяются в разрезе. Распределение в покровах миндалин, имеющих размер от нескольких миллиметров до 0,5 м, крайне неравномерное. При разрушении миндалекаменных базальтов образуются элювиальные, делювиальные и аллювиальные россыпи; по р. Ола миндалины прослеживаются в аллювии на 25 км. Имеются разновидности концентрически-зонального и параллельно-полосчатого строения, толщина полос от долей до нескольких



миллиметров. В миндалинах обнаруживаются полости, стенки которых инкрустированы кристаллами горного хрусталя или аметиста. Окраска агатов в коренном залегании нежно-серая, розоватая и голубоватая, в аллювии они приобретают более густые красноватые и коричневатые тона. Главные дефекты агатов — трещиноватость и включения кальцита, нарушающие цельность рисунка и ухудшающие декоративные качества. Утвержденные прогнозные ресурсы всей площади Охотско-Чукотского пояса, входящего в границы листа, по категории  $P_2$  составляют 230 т (Протокол НТС Росгеологии МПР РФ от 23.07.03 г.). Промышленная разработка не ведется, поделочные камни являются предметом добычи частных коллекционеров.

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Разнообразие распространенных на территории пород предопределяет наличие разнообразных строительных материалов. В качестве строительных материалов используются как магматические, так и осадочные (карбонатные, глинистые и обломочные) породы. Почти все месторождения строительных материалов разведаны вблизи населенных пунктов.

### Магматические породы

**Кислые интрузивные породы.** Месторождение Корсар (V-3-38) представлено гранодиоритами Верхнеямского массива. Породы обнажаются на площади 0,15 км<sup>2</sup>, вскрыты на глубину до 105 м. Породы довольно однородные, равномернозернистые светло-серого, реже розовато-серого цвета. Установлено соответствие гранодиоритов требованиям ГОСТ, марка камня по прочности 600–1400. Выход блочного камня 19,2%. Могут быть использованы для производства облицовочного камня, а также для получения бортовых камней для приготовления бетонов марки 300–400 и выше. Запасы горных пород на облицовочный камень — 3954 тыс. м<sup>3</sup>, запасы блочного камня при выходе 19,2% — 759,2 тыс. м<sup>3</sup> [60].

**Туфы.** Эффузивные породы, разнообразные, в том числе пепловые туфы, распространенные в южной части территории, вблизи населенных пунктов могут использоваться в качестве хорошего строительного материала. Малое месторождение Болотнинское (V-2-34) расположено в бассейне руч. Болотный. Пласт туфов мощностью 1–4,6 м в составе верхнемеловой хольчанской свиты вскрыт карьером. Туфы — довольно плотные светло- и голубовато-серые породы состоят из обломков пород, кварца и полевого шпата. Могут быть использованы в качестве строительного камня и в качестве молотой добавки в бетоны. Прогнозные ресурсы туфов по категории  $P_2$  оценены в авторском варианте в 18 000 м<sup>3</sup> [107].

## Карбонатные породы

Карбонатные породы наиболее широко распространены в пределах Индигиро-Колымской складчатой системы, однако изученность их как промышленного сырья является явно недостаточной. На территории листа известны два месторождения мрамора, одно месторождение известняка, одно месторождение мергеля. Известняки и мергели используются в основном в качестве сырья для производства цемента.

**Мраморы.** Крупное месторождение мрамора Сфалеритовое (I-2-4) в верхнем течении р. Сеймчан приурочено к экзоконтакту Каньонского гранитного массива, под воздействием которого известняки верхней перми мраморизованы. Мрамор образует залежь мощностью 70–80 м, протяженностью 1200 м. В составе залежи отмечаются линзы скарнов и роговиков. Мраморы средне- и крупнозернистые, массивные, светло-серые, иногда с розоватым и голубоватым оттенками. По декоративным особенностям относятся к группе облицовочных камней среднего качества, могут использоваться для отделки зданий, приготовления декоративных бетонов и декоративной облицовочной плитки. Прочностные показатели мрамора — от 202 до 417 кг/см<sup>2</sup>, водопоглощение 0,14–0,35%, плотность 2,68–2,74 г/см<sup>3</sup>. Запасы мрамора оценены в 17 млн м<sup>3</sup> [187].

**Известняк.** Среднее месторождение Удод (II-3-1) расположено в 50 км от пос. Сеймчан, представлено известняками среднепермской туринской свиты. На месторождении выявлены 2–3 пласта известняка мощностью 20, 30, до 55 м, разделенных пачками сланцев. Детально разведан лишь самый мощный пласт, где подсчитаны запасы 5,7 млн т. Химический состав известняка (вес.%): SiO<sub>2</sub> — 2–3,8; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,2–7,64; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,1–0,13; CaO — 44,2–54,6; MgO — 0,2–0,8; п.п.п. — 41,8–42,8. Известняк пригоден для производства воздушной и гидравлической извести, известковой муки. В 1970-е годы велась добыча и обжиг известняков, известковая мука использовалась в сельском хозяйстве.

**Мергель.** Малое месторождение мергеля (V-1-58) расположено в среднем течении р. Игака. Пласт карбонатных образований (норийских ракушечников) мощностью 11,8–31,8 м протягивается в северо-восточном направлении, наклоняясь под углами 20–35°. Основная часть пласта образована слабо доломитизированными мергелями, часть — сильно доломитизированными известняками. Содержание CaO — 20–51%. Сырье пригодно для производства цемента, а мергели из отдельных горизонтов могут быть использованы для приготовления магнезиальной гидравлической и воздушной извести. Запасы мергеля составляют 1307 тыс. м<sup>3</sup>.

## Глинистые породы

Глинистые породы разведывались в основном как кирпичное и керамзитовое сырье. Для производства керамзита используются как глины, так и аргиллиты.

**Глины кирпичные.** Месторождения кирпичных глин и суглинков изучались в четвертичных аллювиальных и озерных отложениях, обычно в поймах или на террасах речных долин. Это в основном линзовидные или пластообразные залежи мощностью 2–5 м и лишь иногда до 10 м. Чаше всего месторождения мелкие (II-1-17, II-2-45, II-3-33, III-2-60, III-6-84, V-3-9, V-2-36), реже средние (III-3-28; V-2-16, 21). Сырье невысокого качества, с низкой пластичностью, слабой вязкостью. Глины в большинстве случаев засорены обломочным материалом и пригодны для изготовления лишь низкосортного кирпича марок «50–75» и «75–100». Технические характеристики сырья с отдельных месторождений (Черноозерское, Аткинское) позволяют производить из него кирпич марки «100–150».

Месторождение Черноозерское (V-2-21) приурочено к впадине на слиянии рек Бассандра и Прав. Хета, представлено ленточными и неслоистыми глинами [107]. Свойства глин: число пластичности 8–20, класс пластичности II, формовочная влажность 30–50%, воздушная линейная усадка 6–10%, плотность 2,38–2,61 г/см<sup>3</sup>. Глины пригодны для производства кирпича марки «100–150». Запасы 1759,3 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение может служить базой для изготовления кирпича в значительных масштабах.

**Глины керамзитовые.** Известно одно крупное месторождение керамзитовых глин Таскано-Сударское (II-1-23). Линзовидная залежь глин имеет длину порядка 4 км при мощности 1–5 м и залегает под почвенно-растительным слоем. Примесь обломочного материала не более 10%. Глины пригодны для производства керамзитового гравия марки «500», кроме того, могут использоваться и для изготовления кирпича. Коэффициент вспучивания 4–6, прочность гравия 12,5–30,6 кг/см<sup>2</sup>. Запасы глин для керамзитового производства составляют 6164 тыс. м<sup>3</sup>.

**Аргиллиты керамзитовые.** В настоящее время все большее распространение приобретает керамзитовое сырье, изготавливаемое из щебня аргиллитов толщ различного возраста. В настоящее время разведаны крупные Южно-Хасынское (VI-1-91), Придорожное (VI-2-56) и среднее Юртовское (II-3-25) месторождения.

Южно-Хасынское месторождение представлено сланцеватыми аргиллитами верхнеюрско-нижнемеловой момолтыкичской свиты. Аргиллит легко поддается дроблению, образуя небольшое количество мелкой фракции. Коэффициент вспучивания достигает 5,3. Керамзит имеет объемный вес 0,75 г/см<sup>3</sup>, пористость 66,9%.

Юртовское месторождение образовано триасовыми глинистыми сланцами, имеющими следующий состав (%): глинистый материал — 70–90, серицит и хлорит — 5–20, кремнезем — 2–5, окислы железа — до 5. Сланцы обладают удовлетворительной вспучиваемостью (от 2–5 до 7,8%), пригодны для получения керамзита марки «450» и «700». Разведанные запасы составляют 4495 тыс. м<sup>3</sup>.

**Сланцы кровельные.** На территории листа кровельные сланцы изучены в единственном малом месторождении Казак (III-2-133) на правом берегу

р. Гербы. В нижнетриасовых отложениях прослежена пачка кровельных сланцев мощностью 6–8 м. Выход кондиционных плиток составляет до 20 м<sup>2</sup> из 1 м<sup>3</sup> породы. Плитки сланцев могут использоваться в качестве кровельного материала и для электротехнических целей. Они имеют хорошую механическую пробиваемость, прочность и устойчивость при обработке. Водопоглощение 36,4%. Месторождение разрабатывалось в 1938 г.

### Обломочные породы

**Песчано-гравийный материал.** Месторождения песчано-гравийного материала связаны с аллювиальными четвертичными отложениями и разведывались в основном в районах строительства. Всего в пределах листа известно пять месторождений: одно среднее — Дебинское (III-1-83) и четыре малых — Передающий (II-3-31), Эльгенское (II-3-36), Останец (V-3-12) и Карамкенское (VI-2-60). Все объекты представлены пластообразными залежами значительных параметров, качество материала в которых обычно невысокое из-за примеси глинистых частиц. После промывки материал применяется для приготовления бетона и дорожного покрытия [138].

Месторождение Дебинское расположено на террасе р. Колыма 25–30-метрового уровня. Залежь песчано-гравийного материала мощностью 2–8,2 м перекрыта слоем (до 1,6 м) суглинков. Примесь песка в материале в среднем около 33%. Запасы песчано-гравийного материала 4993 тыс. м<sup>3</sup>.

**Песок строительный** на территории распространен значительно, но разведывался в основном вблизи населенных пунктов. Всего на территории известно три месторождения: два средних — Дебинское (III-1-94) и Черноозерское (V-2-22) и одно малое — Тальское (V-3-17). Основой в них являются аллювиальные и водно-ледниковые четвертичные отложения, в которых песок образует обычно линзообразные залежи. Мощность залежей от первых метров до 15–20 м.

Месторождение песка Тальское находится в районе пос. Талая. Мощность залежи до 8–9 м, площадь 20 000 м<sup>2</sup>. Песок мелкозернистый с линзами среднезернистого, примесь гравия и гальки 1–5%. Песок пригоден как заполнитель для бетона. Ориентировочные запасы песка 100 000 м<sup>3</sup>. В настоящее время месторождение эксплуатируется, разработка ведется открытым способом.

### ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Вулканический пепел стекольный.** Вулканический пепел обнаруживается в рыхлых отложениях в южной части территории листа, где он разведывался вблизи пос. Хасын в связи с организацией стекольного производства. Всего известно два месторождения вулканического пепла: одно крупное и одно среднее. Крупное месторождение Хасынское (VI-1-90) представляет собой две крупные линзообразные залежи среди четвертич-

ных галечно-песчаных отложений. Мощность залежей 3,1 и 9,7 м, протяженность 0,7–1,6 км при ширине 0,5–0,7 км. Пепел светло-серый сыпучий, сложен осколками вулканического стекла, преобладает (88,2%) фракция 0,14 мм. Примесь образуют в основном обломки кварца и полевых шпатов. По мнению Е. Г. Пескова, тела этих образований представляют собой сложной формы куполовидные структуры, рассекающие четвертичные отложения и сформированные в результате метасоматических процессов [72]. Химический состав отвечает риодациту (вес.%):  $\text{SiO}_2$  — 68,4–71,2;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,2–13,9;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 2,1–2,2;  $\text{CaO}$  — 1,1–1,5;  $\text{MgO}$  — 0,2–0,8;  $\text{R}_2\text{O}_3$  — 6,9–8,7. Температура плавления около 1200°C, при нагревании до 1000°C превращается в тонкодисперсный вспученный белый песок, степень вспучиваемости 14–18,5. Балансовые запасы по месторождению для карьерной отработки 1322 тыс. т.

Другое месторождение в этом же районе — Красавинское (VI-1-92) менее изучено, характеризуется близкими характеристиками, несколько меньшими параметрами.

Вулканический пепел может применяться для изготовления стеклотары и пеностекла, минеральной ваты, изготовления теплоизоляционных изделий и фильтров, в качестве компонента формовочных смесей, в химической промышленности и в других отраслях хозяйства.

**Сырье для каменного литья (базальт).** Единственное на территории месторождение Наледное (VI-1-95) относится к крупным и находится у южной границы территории. Оно представлено крутопадающим дайкообразным телом базальтов мощностью до 220 м среди осадочно-вулканогенных отложений момолтыкичской свиты. Прослежено по простиранию на 500 м и разведано скважинами на глубину 72 м. Содержание в породе кремнезема 53,8–56,5%, глинозема 15,6–18,8%, окиси железа 7,8–10,2%. Модуль кислотности 7,48–8,88. При содержании в шихте 30% известняка или доломита получается минеральная вата марки «100» высшей категории качества. Плотность ваты 78–93 кг/м<sup>3</sup>, средний диаметр волокон 6,8–8 мкм. Базальт может также использоваться как тяжелый наполнитель для бетона марки «300» и выше. Запасы базальта промышленных категорий — 3,1 млн м<sup>3</sup>.

**Глины бентонитовые.** Как продукт химического разложения вулканистов присутствуют в Хетинском и Малтано-Ольском вулканических полях ОЧВП.

Малое месторождение Первомайское (V-2-10) находится в районе одноименного угольного месторождения. Линзы и пласты глин залегают среди вулканогенно-осадочных отложений верхнемеловой первомайской свиты. Мощность линз пластов глин от 0,4 до 20 м, протяженность от десятков метров до 500–700 м. Состав глин преимущественно монтмориллонитовый, содержание кремнезема 50,2–73,8%, глинозема 12,1–20%. Плотность 1,09–1,26 г/см<sup>3</sup>, вязкость 19,5–26. Bentonитовые глины испытаны в применении в качестве сталелитейных формовочных смесей, для приготовления буровых растворов. Разведанные запасы бентонитовых

глин 200 тыс. т. В 1944–1954 гг. месторождение разрабатывалось для нужд строительных и геологоразведочных организаций, для Оротуканского завода горного оборудования.

Проявления бентонитовых глин (VI-2-4,5) в верховьях р. Ола приурочены к вулканитам ольской свиты, отличаются меньшей мощностью пластов (не более 1,85 м), присутствием дресвы и щебня риолитов.

**Минеральные краски (охры).** Минеральные краски представлены красочными глинами, охрами, образованными по сульфидизированным вулканитам ОЧВП. Всего на территории листа известно два месторождения — среднее VI-1-29 и малое Басандринское (V-2-30) и два проявления (II-1-3, VI-1-80). Глины и охры могут быть использованы для получения клеевой и масляной краски светло-желтого, желтого и оранжевого цвета.

Среднее месторождение (VI-1-29) в верховьях р. Дондычан составляет пластовая залежь мощностью 1,14 м. Протяженность залежи 400 м при ширине 10–100 м, мощность вскрыши 0,75 м. Цвет охристых глин лимонно-желтый или оранжевый. Содержание окислов железа 12–15%. Ориентировочные запасы 19,4 тыс. м<sup>3</sup>.

Малое месторождение Басандринское (V-2-30) представлено измененными охристыми риолитами, щебенка и дресва риолитов присутствуют в охрах в количестве до 50%. Площадь распространения охристого слоя 0,3 км<sup>2</sup>, мощность 0,2–1,5 м. Ориентировочные запасы определены в 2000 м<sup>3</sup>.

**Битум.** Все проявления битумов (I-1-1, 2, 5–9, 16) сосредоточены в пределах Омuleвского поднятия. Битумное вещество типа керита и антраксолита в палеозойских известняках образует черные блестящие выделения, иногда выполняющие трещины в породе, полости в раковинах органических остатков. Содержание хлороформенного битумоида колеблется в пределах 0,02–0,3%. По групповому составу битумоиды представляют собой переходные разности мальта — нефть. Битумы в пределах Омuleвского поднятия рассматриваются как признак возможной нефтегазоносности территории.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГЯЗИ

Подземные воды на территории используются для обеспечения пресной водой населенных пунктов и горнодобывающих предприятий. Некоторые источники минеральных вод с обогащенным компонентным составом, а также источники термальных вод используются в лечебных целях. Минеральные воды и лечебные грязи составляют основу процесса оздоровления на курорте «Талая», расположенном в южной части листа.

**Минеральные лечебные радоновые воды.** Месторождение радоновых вод Тальское (V-3-23) разведано в районе курорта «Талая». Воды холодные (1–5°C) гидрокарбонатные натриевые или хлоридно-карбонатные натриево-

кальциевые с минерализацией 0,1–0,2 мг/л. Воды относятся к типу слаборадоновых вод (содержание радона 50–200 эман). В водах содержатся компоненты (мг/л): цинк — 0,04–1; медь — до 0,03; фтор — 0,01–0,03; молибден — до 0,15; марганец — до 0,125. Запасы вод 0,311 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Расчетный срок эксплуатации 5 лет. В настоящее время воды используются только летом, когда действует источник (V-3-14) с дебитом 5–8 л/с. Воды используются для лечения опорно-двигательного аппарата, сердечно-сосудистой и нервной системы, кожных заболеваний.

Имеются значительно более мелкие неизученные источники минерализованных вод. Источник Сотый (V-3-14) расположен в долине р. Талая, представлен холодными радоновыми водами.

**Минеральные лечебные сероводородные воды.** Известен один источник сероводородных вод Балыгычанский (I-4-1) на левобережье р. Колыма, в 8 км северо-восточнее пос. Балыгычан. Воды в источнике — сульфатные натриево-магниевые, по своей минерализации (62–70 г/л) относятся к слабым рассолам. Бальнеологические свойства вод не изучались.

**Термальные лечебные и теплоэнергетические кремнистые воды.** Месторождение Тальское (V-3-18) представлено хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми высокотемпературными (85–93°С) водами с минерализацией 0,5–0,6 г/л. Воды богаты кремнекислотой (150–190 мг/л), очень мягкие (жесткость 0,2 мг-экв/л). В газовом составе преобладает (95%) азот. Эксплуатационные запасы 1,2 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Воды поднимаются с глубины 2–4 км за счет явления термолифта, в настоящее время каптируются скважинами [146]. Воды показаны при заболеваниях сердечно-сосудистой системы, органов пищеварения, опорно-двигательного аппарата, центральной нервной системы, а также при гинекологических, урологических и кожных заболеваниях. С 1941 г. на базе источников функционирует курорт регионального значения.

**Питьевые пресные воды** на территории листа полностью удовлетворяют потребности жителей населенных пунктов, вблизи которых и разведаны месторождения вод. Существуют также менее изученные водозаборы, которые предназначены для водоснабжения мелких населенных пунктов, запасы вод для них не подсчитывались. Большинство месторождений питьевых вод приурочены к таликовым зонам в долинах рек и в неотектонических впадинах. Основными продуктивными подразделениями гидрогеологического разреза являются водоносные горизонты рыхлых кайнозойских отложений, зоны трещиноватости разновозрастных осадочных и магматических образований. На карте полезных ископаемых показано 26 месторождений, большинство из которых в настоящее время не востребовано.

Мелкие месторождения вод Нижне-Сеймчанское (II-3-32), Синегорское (III-1-127), Дукатское (III-6-70), Нижнее-Палаткинское (VI-1-85) приурочены к таликовым водоносным зонам трещиноватости мезозойских пород. Они характеризуются хорошим качеством, слабой минерализа-

цией (0,02–0,4 г/л) и эксплуатационными запасами около 20 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Расчетный срок эксплуатации не менее 25 лет. Другие месторождения обладают сходным качеством воды, отличаются несколько меньшими запасами и в основном не эксплуатируются [137].

**Грязи лечебные.** На территории листа имеется одно проявление Щучье (V-3-19). Лечебные грязи (донные илы) выстилают дно озера Щучье, расположенного в 2,5 км к юго-западу от курорта «Талая». Мощность илов 1–1,5 м, площадь распространения 0,1 км<sup>2</sup>. Ил пластичный, достаточно однородный (частиц более 0,25 мм — 0,18%) с зольностью 20%. Плотность ила 1,18 г/см<sup>3</sup>, влажность 76,6%, теплоемкость 3,4 Дж/кг. Основным компонентом иловых отложений являются силикатные частицы. Грязи эффективны при лечении остеохондроза и гинекологических заболеваний. По имеющимся оценкам запасов лечебного ила в озере хватит на десятилетия.

---



---

---

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА**

Территория листа Р-56 представляет собой сложный узел переплетения геологических структур различной геодинамической природы и разного возраста заложения и формирования. Это определяет не менее сложные сочетания установленных здесь минерагенических комплексов. Расшифровка закономерностей их размещения проводилась в основном традиционными способами выявления генетических, парагенетических и пространственных связей между объектами полезных ископаемых и окружающей их геологической обстановкой. При выделении прогнозно-поисковых критериев благородных металлов использовались разработки ФГУП «ЦНИГРИ» [177]. В итоге, на Карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых были выделены факторы (металлотекты), определяющие возникновение и пространственное положение аномальных скоплений полезных ископаемых. Это, как правило, закартированные на дневной поверхности конкретные геологические подразделения, а также выявленные прямые признаки полезных ископаемых (ореолы рассеяния, геофизические аномалии). В отдельных случаях используются достоверные геофизические данные об элементах глубинного строения территории, определяющих положение залежей полезных ископаемых (невскрытые интрузии, магматогенно-купольные поднятия, гранитизированные блоки и др.). Выполненные совсем недавно на площади листа уникальные геофизические исследования по опорному геофизическому профилю 2-ДВ позволяют с принципиально новых позиций и на принципиально новом фактическом материале оценить степень влияния глубинного строения территории на размещение полезных ископаемых. Поэтому, прежде чем будет проведено минерагеническое районирование и описание факторов, контролирующих размещение полезных ископаемых, приводится минерагеническая интерпретация данных профиля 2-ДВ.

### **МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СХЕМЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ПО ОПОРНОМУ ГЕОФИЗИЧЕСКОМУ ПРОФИЛЮ 2-ДВ**

Геологическая интерпретация глубинного строения по профилю 2-ДВ дана в гл. «Тектоника». Для выявления факторов глубинного строения, влияющих на размещение полезных ископаемых, на составленную Схему

глубинного строения по опорному геофизическому профилю 2-ДВ с Карты полезных ископаемых были вынесены интервалы с наиболее высокой степенью рудоносности (рудоносные зоны). Всего намечено шесть таких интервалов. При сопоставлении положения этих интервалов с сейсмическим разрезом по данным МОВ-ОГТ отчетливо устанавливается пространственная корреляция рудоносных зон с фрагментами сейсмического разреза, характеризующимися высокой сейсмической прозрачностью почти на всю мощность земной коры. Повышенная рудоносность устанавливается над теми участками сейсмической прозрачности, вершины которых максимально приближены к земной поверхности, а своими нижними частями (40–45 км) как бы «разрывают» границу Мохо, сливаясь с сейсмически прозрачной верхней мантией.

Участки сейсмической прозрачности разреза МОВ-ОГТ в интервале глубин от 2–3 до 40–45 км интерпретируются нами как участки структурной гомогенизации земной коры. Такая гомогенизация может быть обусловлена только процессами магматической переработки земной коры под воздействием мощных потоков тепла и флюидов. Источником теплового и флюидопотока скорее всего является верхняя мантия. На это указывают «разрывы» слоя Мохо в основании гомогенизированной коры, а также сведения о мантийном источнике свинца в сульфидах (по изотопно-геохимическим данным) и высоких концентрациях мантийного изотопа  $^3\text{He}$  во флюидных включениях рудных жил месторождения Дукат [73], расположенного над сейсмически прозрачным фрагментом разреза профиля 2-ДВ в интервале пикетов 525–550 км. Повышенные концентрации  $^3\text{He}$  во флюидных включениях кварца рудных жил обнаружены также при прогнозно-минерагенических исследованиях по составлению листа на рудопроявлении Буюндинское, находящемся над зоной сейсмической прозрачности в интервале пикетов профиля 2-ДВ — 370–380 км. Осевые зоны сквозькоровых участков сейсмической прозрачности мы интерпретируем как залеченные интрузиями зоны мантийного дренажа. Они наследуют скрытые в настоящее время глубинные разломы.

Выявленные на разрезе МОВ-ОГТ участки сейсмической прозрачности в большинстве своем коррелируются с пониженными значениями поля силы тяжести. Эти отрицательные аномалии отчетливо прослеживаются по картам гравитационного поля. Как правило, они представляют собой линейно-вытянутые в меридиональном направлении узкие зоны, насыщенные телами кислых магматических пород и локальными вулканоструктурами позднемелового возраста. В магнитном поле такие зоны выражены цепочками локальных магнитных аномалий, приуроченных к контактам гранитных массивов. Наиболее масштабная и ярко выраженная зона такого рода соответствует Балыгычано-Сугойскому прогибу (интервал профиля 2-ДВ 510–590 км). Другие менее масштабные зоны соответствуют выделяемым на Балыгычанском поднятии зонам тектоно-магматической активизации: Хурчан-Оротуканской (320–340 км), Танья-Нурской (370–405 км), Нельгасит-Кырчанской (470–495 км). В интервале от 110 до 290 км профиль 2-ДВ пересекает обширная площадная отрицательная

аномалия поля силы тяжести. На этом интервале профиля в разрезе МОВ-ОГТ установлены обширные субгоризонтальные внутрикоровые участки сейсмической прозрачности.

Физические характеристики и геологические особенности выявленных участков сейсмической прозрачности указывают на то, что обусловившие их появление процессы магматической гомогенизации земной коры носили наложенный характер и связаны с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Разработка петрологической модели такой гомогенизации — задача будущего. Однако уже сейчас можно предполагать, что при этих процессах происходила внутренняя дифференциация земной коры с поступлением в ее верхние части легких кислых расплавов, которые смешивались и насыщались мантийными флюидами. Таким образом, участки сейсмической прозрачности земной коры интерпретируются нами как глубинные магматогенные зоны, являющиеся рудоматеринскими и рудогенерирующими для целого ряда металлов: золота, серебра, олова, возможно молибдена.

## **МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

На территории листа Р-56 выделяются фрагменты (с севера на юг) Индигиро-Колымской и Верхояно-Колымской минерагенических провинций и Охотско-Чукотского минерагенического пояса. Границы между Индигиро-Колымской и Верхояно-Колымской провинциями тектонические и соответствуют границам позднемезозойских складчатых систем. Северная граница Охотско-Чукотского минерагенического пояса не имеет четкого соответствия геологическим структурам; она примерно совпадает с границами одноименного вулканогенного пояса.

Месторождения полезных ископаемых в каждом из этих минерагенических таксонов первого порядка существенно отличаются по видам полезных ископаемых, формациям и возрасту. Однако определяющими при выделении провинций были различия в части металлических полезных ископаемых. Поэтому ниже, при описании отдельных минерагенических таксонов и факторов, контролирующих в них размещение месторождений, элементы, характеризующие нефтегазоносность и угленосность территории, будут рассмотрены отдельно.

### **Нефтегазоносность территории**

Основные перспективы нефтегазоносности на территории листа Р-56 связаны со структурами Омудевского поднятия. Здесь выделен отдельный Омудевский потенциальный нефтегазоносный район (0.4 НГ/РЗ). Основанием для его выделения явилось: наличие в палеозойских толщах прямых нефтепроявлений (I-1-3, 4) и метаморфизованных твердых битумов (I-1-2, 5, 6, 7, 8, 9, 16), присутствие в разрезе морских нижнепалеозойских отложений доманикоидного типа, которые могли

являться нефтематеринскими толщами (маутская, аникинская, чалмаканская свиты), наличие газопроявлений, в том числе метана и гомологов бутана.

Высоки перспективы Омuleвского поднятия и для выявления благоприятных структур локализации нефтегазовых залежей: перемежаемость карбонатных толщ с пачками глинисто-сланцевых отложений, широкое развитие брахиформных антиклиналей и куполов, многочисленные надвиги.

Проведенные на территории Омuleвского поднятия тематические исследования по изучению перспектив нефтегазоносности верхнедокембрийских и палеозойских отложений позволили оценить ресурсы условных УВ в количестве 68,7 млн т [167].

### Угленосность территории

Угленосные площади на территории листа Р-56 размещаются в двух типах структур — в мезозойских орогенных прогибах и в кайнозойских межгорных впадинах. В мезозойских прогибах выделены Омсукчанский угленосный район, Хасынская и Малиновская потенциальная угленосные площади.

Омсукчанский угленосный район (0.5 УК/МЗ) размещается в границах Балыгычано-Сугойского (Омсукчанского) прогиба. Включает месторождение Галимое (III-6-126), Кэнскую группу месторождений (II-6-70, III-6-4), а также многочисленные непромышленные проявления каменного угля. Продуктивной толщей является галимовская свита раннемелового (альбского) возраста. Нижнемеловые осадочные толщи прогиба смяты в брахиформные складки, что определяет характер выходов угленосных отложений на поверхность — линейное простирание пластов с падением под углами 10–60° на крыльях брахисинклиналей и площадное субгоризонтальное залегание в ядрах брахиантиклиналей. Угольные пласты часто сильно нарушены многочисленными разломами и инъекциями магматических пород. Утвержденные прогнозные ресурсы каменного угля по категории  $P_1 + P_2 + P_3$  Омсукчанского района составляют 4996 млн т.

Хасынская угленосная площадь (0.0.6 УК) находится на юго-западе территории, срезается южной рамкой листа. Включает Хасынскую группу месторождений (IV-1-81, 82), а также несколько мелких проявлений каменного и бурого угля. Угленосность определяется своеобразной наземной фацией момолтыкичской свиты позднеюрско-раннемелового возраста. Угольные пласты разбиты на блоки многочисленными разломами и инъекциями изверженных пород. Утвержденные прогнозные ресурсы каменного угля площади по категории  $P_2 + P_3$  составляют 119 млн т.

Малиновская потенциальная угленосная площадь (0.0.7 УК) находится на юге Лыглыхтахского грабена Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. Представлена серией небольших проявлений каменного угля (II-1-6, II-2-41). Угленосность определяется развитием малиновской свиты позднегитонского возраста. Тонкие угленосные пласты залегают в ядре

синклинальной складки. Прогнозные ресурсы утверждены по категории  $P_3$  в количестве 36 млн т.

В кайнозойских межгорных впадинах выделены Эльгенская и Верхне-Купкинская потенциальные угленосные площади.

Эльгенская угленосная площадь (0.0.8 УБ) находится в северо-западной части Сеймчано-Буюндинской межгорной впадины и представлена Эльгенским буроугольным месторождением (II-2-40) и небольшими проявлениями. Распространение бурых углей определяется развитием эльгенской свиты олигоценового возраста, обнажающейся в бортах впадины. Утвержденные прогнозные ресурсы по сумме категорий  $P_1 + P_2 + P_3$  составляют 7713 млн т.

Верхне-Купкинская угленосная площадь (0.0.9 УБ) находится в юго-восточной части листа в пределах одноименной кайнозойской впадины. Представлена несколькими проявлениями бурого угля (V-6-1, 4, 6, 7), приуроченными к карбонгинской толще миоцена.

### **Индиги́ро-Колы́мская минерагеническая провинция**

Индиги́ро-Колы́мская минерагеническая провинция, соответствующая одноименной складчатой системе, на территории листа проявлена своим южным углом. В пределах рассматриваемой части провинции выделяются Ороёкская, Таскано-Омулевская и Лыглыхтахская потенциальная минерагенические зоны.

Ороёкская золото-меднорудная минерагеническая зона (I Cu, Au/R, J<sub>3</sub>) находится на севере территории в пределах Приколымского поднятия и распространяется далеко на север за пределы листа. Основанием для выделения является широкое развитие рифейских металлоносных отложений, включающих в себя стратиформные месторождения и проявления меди типа медистых песчаников и сланцев (рудопоявление Зеленый Пласт — I-3-25) и проявления метаморфизованных залежей железа (I-4-2, 4). Здесь же присутствуют многочисленные рудопоявления и пункты минерализации золота, часть из которых, вероятнее всего, имеет также рифейский возраст. Вместе с тем, участки позднемезозойской активизации в пределах зоны характеризуются появлением медно-порфировых месторождений, окруженных ореолом жильных проявлений меди, свинца, серебра. Выделенный в составе зоны Белоноченский олово-серебро-меднорудный район (1.1 Cu, Ag, Sn) представляет собой именно такую зону, связанную с развитием расположенного рядом позднеюрского вулканогенного прогиба и позднемезозойского Арангасского гранитоидного массива. Расположенный на севере района Праводуксундинский меднорудный узел (1.1.1 Cu) связан с позднеюрской рудоносной «порфировой» системой, в центре которой находится медное месторождение Опыт (I-3-2). Арангасский потенциальный оловорудный узел выделяется на юге территории в связи с одноименным гранитным массивом. Основными факторами, контролирующими оруденение Ороёкской зоны, являются:

— развитие меденосных отложений (медистых песчаников и сланцев) среднерифейской верхнеороекской подсвиты, обеспечивающей базовый потенциал меди;

— повышенный фон золота и серебра в отложениях верхнеороекской подсвиты;

— наличие рассеянных и концентрированных метаморфизованных залежей гематита;

— развитие зон позднемезозойской активизации, с которыми связаны месторождения цветных металлов медно-порфирового, жильного и скарнового типов.

Утвержденных прогнозных ресурсов в пределах Ороекской зоны нет. Авторский прогноз В. М. Кузнецова и др. [52] по Праводуксундинскому рудному узлу по сумме категорий  $P_1 + P_2 + P_3$  для меди составляет 4290 тыс. т, по категории  $P_2$  для серебра — 1664 т.

Таскано-Омулевская флюорит-серебро-полиметаллическая минерогенетическая зона ( $2Pb, Zn, Ag(fl)/PZ, J_3$ ) находится на северо-западе территории, занимая площади выходов палеозойских толщ Омулёвского поднятия. Распространяется далеко на северо-запад за пределы территории листа. Основанием для выделения явилось широкое распространение карбонатных отложений, с которыми на площади листа и на смежных территориях тесно ассоциируют свинцово-цинковые месторождения и многочисленные рудопроявления различных типов и возраста. Полиметаллическое оруденение на Омулевском поднятии представлено двумя основными формационными типами: стратиформными флюорит-свинцово-цинковыми месторождениями палеозойского возраста и скарновыми серебро-полиметаллическими позднеюрского возраста [112].

Стратиформные месторождения на территории листа практически отсутствуют. Установлен лишь пункт минерализации флюорита этого типа (I-1-14). Однако на соседней к западу территории стратиформные флюорит-свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления широко распространены. Они приурочены к толщам определенного состава и возраста, существующим и на рассматриваемой территории.

Скарновые серебро-полиметаллические месторождения и рудопроявления локализуются в северном экзоконтакте позднеюрского гранитного массива Большой Каньон (каньонский комплекс) и в локальных позднеюрских вулканоструктурах, погруженных в цоколь из палеозойских карбонатных пород (Кунаревская, Упорная, Орлиная вулканоструктуры). Эти проявления объединены в линейно-вытянутый в северо-западном направлении Кунарево-Супканьинский серебро-свинцово-цинковый рудный район (2.1 Zn,Pb,Ag), представляющий собой зону позднеюрской тектоно-магматической активизации по складчатым структурам Омулевского поднятия. Вокруг скарновых месторождений Кунарево-Супканьинского района присутствуют ореолы из серебро-свинцово-цинковых жильных проявлений. Совокупности скарновых и жильных объектов образуют рудные узлы: Орлиный потенциальный полиметаллический (2.1.1 Pb,Zn) и Кунарево-Чернинский железо-свинец-цинк-серебруродный (2.1.2 Ag,Zn,Pb,Fe). Наиболее важными объектами указанных узлов являются

Орлиное свинцово-цинковое проявление (I-1-17, 18, 19) и Кунарёвское сереброносное свинцово-цинковое месторождение (I-1-34).

Кроме полиметаллического оруденения, в Таскано-Омулевской зоне известны руды черных металлов: железо (скарновое Чернинское месторождение I-2-10) и многочисленные проявления марганца (II-2-17, 20, 30, 32 и др.). Марганценозные осадочные залежи являются составной частью верхнепалеозойской (пермской) кремнисто-сланцевой формации, широко распространенной на юге Омулевского поднятия. Руды марганца родонит-кремнистого и родохрозитового состава образуют маломощные линзы. С поверхности руды часто окислены и имеют пиролюзитовый состав. Практического значения марганцевое оруденение зоны не имеет.

Основными факторами, контролирующими полиметаллическое оруденение Таскано-Омулевской зоны, являются следующие:

— литолого-стратиграфический — наличие известняково-доломитовых толщ раннедевонского, позднесилурийского и позднеордовикского возраста (снежинская, бизонская, хекандинская, тирехтяхская свиты), потенциально продуктивных на стратиформное флюорит-свинцово-цинковое оруденение;

— магматический — гранитные массивы рудоносного каньонского комплекса и локальные позднеюрские вулканоструктуры, выполненные вулканитами улахан-чистайской группы, являющиеся рудоматеринскими для скарнового и жильного серебро-свинцово-цинкового оруденения;

— структурный — контрастный разрез палеозойских отложений, вмещающих мезозойские гранитоиды и вулканоструктуры, что создает благоприятную структурную обстановку для формирования скарновых залежей (множественность контактов карбонатных и алюмосиликатных пород).

Утвержденных прогнозных ресурсов в пределах Таскано-Омулевской зоны нет. Существует несколько авторских оценок. В. И. Шпикерман [113] по сумме категорий  $P_2$  и  $P_3$  для Орлиного рудопроявления и Кунаревского месторождения дает следующие оценки (тыс. т): свинец — 2300, цинк — 4600, серебро — 9,5. Общая оценка В. И. Родионова и др. [186] для Орлиного и Кунарево-Чернинского рудных узлов по сумме тех же категорий  $P_2$  и  $P_3$  (тыс. т): свинец — 3473, цинк — 9133, серебро — 12.

Лыглыхтахская потенциальная серебро-золоторудная минерагеническая зона (3 Au, Ag/ $J_3$ — $K_1$ ) находится на северо-западе территории, охватывая своими границами площадь одноименного вулканогенного грабена. Зона протягивается в северо-западном направлении, выходя за пределы территории листа. Основанием для выделения зоны является широкое развитие позднеюрских и раннемеловых вулканических пород улахан-чистайской группы и вулканической серии Немичанской гряды, с которыми ассоциируют многочисленные рудопроявления и пункты минерализации золота, серебра, сурьмы и единичные рудопроявления свинца, меди и урана. Большинство рудопроявлений относятся к золото-серебряной формации и объединяются в два потенциальных рудных узла: Халтабуньинский золото-сереборудный (3.0.1 Ag, Au) и Гайский золото-сереборудный (3.0.2 Ag, Au). Однако оруденение Халтабуньинского узла (рудопроявление Луковое II-1-4 и др.) к золото-серебряной формации может быть отнесено

лишь условно, так как оно ассоциирует не с наземными, а с субаквальными вулканитами. Вулканическая серия Немичанской гряды формировалась в наземной обстановке и ассоциирующиеся с ней рудопроявления (П-2-57, 60, 62, 63, 67, 68 и др.) скорее всего действительно относятся к золото-серебряной формации.

Основными факторами, контролирующими оруденение Лыглыхтахской зоны, являются:

— развитие рудоматеринских и рудогенерирующих образований позднеюрской улахан-чистайской группы вулканических комплексов (веринская свита и комагматичные ей субвулканические тела);

— развитие рудоматеринских и рудогенерирующих образований позднеюрско-раннемеловой вулканической серии Немичанской гряды;

— присутствие интрузивно-купольных структур, контролирующих размещение отдельных объектов золото-серебряного оруденения (рудопроявление Гайское).

По Гайскому потенциальному рудному узлу утверждены прогнозные ресурсы серебра по категории  $P_3$  в количестве 2000 т.

### **Верхояно-Колымская минерагеническая провинция**

На территории листа Р-56 представлена юго-восточная часть Верхояно-Колымской минерагенической провинции. Границы провинции примерно соответствуют границам Яно-Колымской складчатой системы. В рамках листа выделяются Сеймчанская, Иньяли-Дебинская, Детринская, Балыгычано-Сугойская минерагенические зоны и Балыгычанская минерагеническая область. Кроме того, выделяется два рудных узла за пределами минерагенических зон.

Сеймчанская кобальт-серебро-золото-оловорудная минерагеническая зона (4 Sn, Au, Ag, Co/J<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>) расположена в северной части листа; непосредственно примыкает к южной границе Индигиро-Колымской минерагенической провинции. Выделяется в основном как зона развития оловоносных гранитоидов позднеюрского (каньонский плутонический комплекс) и позднемелового (омсукчанский плутонический комплекс) возраста. В эту же зону входят месторождения кобальта, золота, серебра и вольфрама.

Все промышленные оловорудные узлы зоны приурочены к гранитным массивам, в которых важную роль играют фазы аляскитовых гранитов: Большеканьонский (4.0.1 Sn) — к массиву Большой Каньон, Лазовский (4.0.6 Sn) — к массиву Дерясь-Юряге, Куранахский (4.0.7 Sn) — к Куранахскому. Лишь в пределах Ударнинского потенциального оловорудного узла (4.0.3 Sn) нет гранитоидов. Месторождения олова перечисленных узлов представлены двумя рудными формациями — касситерит-кварцево-грейзеновой и оловорудной силикатно-сульфидной. Самым крупным оловорудным объектом зоны является месторождение силикатно-сульфидного типа Лазо (П-3-6), первоначальные запасы которого превышали 14 тыс. т., 13,5 из которых отработаны в 1950-х годах.



Месторождения кобальта Сеймчанской зоны объединены в Верхне-Сеймчанский золото-кобальторудный узел (4.0.2 Co,Au). Узел также имел промышленное значение — руды кобальта добывались в Верхне-Сеймчанском месторождении (II-2-12). Кобальтоносные жилы локализуются преимущественно в отложениях тасканской свиты средней—верхней юры в надынтрузивных зонах Хапчагайского диоритового и Большеканьонского гранитоидного массивов.

Важное значение в металлогеническом профиле Сеймчанской зоны имеет серебро. Этот металл как сопутствующий компонент присутствует в оловорудных силикатно-сульфидных и в кобальтовых месторождениях. Выделяется также Громадинский золото-сереброрудный узел (4.0.5 Ag,Au), основу которого составляет золото-серебряное месторождение Громада (I-4-18).

Все большую актуальность для Сеймчанской зоны приобретают золоторудные месторождения. Здесь выделены Джегдянская золоторудно-россыпная зона (4.0.8 Au), основу которой составляет золото-редкометалльное месторождение Чепак (II-3-6), и Суксуканская потенциальная олово-золоторудная зона (4.0.4 Au,Sn). Штокверк с золото-редкометалльным оруденением выявлен также в Лазовском оловорудном узле (рудопроявление Жаркое — II-3-8).

Основными факторами, контролирующими оруденение Сеймчанской зоны, являются:

— магматический — гранитные массивы рудоносных каньонского и омсукчанского комплексов, являющихся рудоматеринскими и рудогенерирующими для олова, кобальта, вольфрама; гранитоидные массивы быстринского комплекса, рудоматеринские и рудогенерирующие для золото-серебряного оруденения; субвулканические риолиты ветрового комплекса, рудоматеринские и рудогенерирующие для золота, олова и свинца;

— литолого-стратиграфический — тасканская свита средне-позднеюрского возраста, вмещающая в контурах невоскрытых интрузий оруденение кобальта;

— геофизический — обширные ареалы пониженного гравитационного поля, связанные с крупными магматогенными структурами, образованными плутонами гранитоидного состава.

По Лазовскому рудному узлу апробированы прогнозные ресурсы рудного золота по категории  $P_3$  в количестве 120 т. На остальные узлы прогнозные ресурсы оценены лишь в авторском варианте [52]: Громадинский узел — серебро по категории  $P_2 = 3388$  т.; Куранахский узел — олово по категории  $P_2 = 52,86$  тыс. т.; Джегдянский узел — золото по категории  $P_2 + P_3 = 52,3$  т.

Иньяли-Дебинская золоторудно-россыпная минерагеническая зона (5 Au/ $J_3$ ) расположена в западной части территории, распространяясь далеко на запад за пределами листа. Расположенный на листе фрагмент зоны представляет собой крайнее юго-восточное окончание Главного золотоносного пояса Колымы. Изначально выделена как весьма насыщенная россыпными месторождениями золотоносная зона, пространственно совпадающая с Главным (Колымским) поясом гранитных батолитов

позднеюрского возраста. Здесь же присутствуют многочисленные коренные месторождения и рудопроявления золота преимущественно золото-кварцевой жильной формации. Главный золотоносный пояс Колымы при выклинивании на территории листа как бы расчленяется на две части в форме рыбьего хвоста. Эти два элемента единой зоны отличаются по насыщенности месторождениями и рудоконтролирующим факторам и выделяются в самостоятельные рудные районы: Среднекано-Штурмовской и Эльгенья-Бохапчинский.

Среднекано-Штурмовской золоторудно-россыпной район (5.1 Au) выделяется как северная ветвь Иньяли-Дебинской зоны, чрезвычайно насыщенной россыпными месторождениями золота, характеризующейся интенсивной складчатостью, наличием мезозойских черносланцевых отложений, протяженными свитами позднеюрских даек среднего и кислого состава и относительно небольшим объемом крупных гранитных батолитов. Это старейший район золотодобычи на Колыме. В его составе выделено восемь идентичных золоторудно-россыпных зон и узлов: Ат-Юряхская зона (5.1.1 Au), Больше-Ат-Юряхский узел (5.1.2 Au), Бюченнахский узел (5.1.3 Au), Утинская зона (5.1.4 Au), Пятилеткинская (Случайненская) зона (5.1.5 Au), Сабаргинская зона (5.1.6 Au), Среднеканская зона (5.1.7 Au), Правооротуканская (Оротукано-Среднеканская) зона (5.1.8. Au).

Рудные узлы и зоны выделены по скученным группам коренных и россыпных месторождений.

подавляющее большинство коренных месторождений золота относятся к золото-кварцевой формации, к жильному и «дайковому» морфологическим типам. Резко подчиненное значение в Среднекано-Штурмовском районе имеют проявления золото-редкометалльной формации, связанные с небольшими штоками гранитоидов басугуньинского комплекса (Дубач — III-3-27). В дайках нера-бохапчинского комплекса встречаются единичные проявления золото-антимонитовой формации (Крохалиное — III-3-63), тесно связанные с золото-кварцевой формацией в дайках. Возможно, что крайним членом этого формационного ряда являются также весьма редкие ртутные проявления (Кузьмичанское — III-3-61).

В Среднекано-Штурмовском районе известно всего одно промышленное месторождение рудного золота — Утинское (III-2-27). Оно приурочено к дайке кварцевых диоритов нера-бохапчинского комплекса. Месторождение в значительной степени отработано и законсервировано. Подавляющая часть золота в рассматриваемом районе добыта из россыпных месторождений, большинство из которых полностью отработаны. Добыча ведется в небольших объемах из мелких россыпей, в том числе техногенных.

Общими факторами, контролирующими золотоносность Среднекано-Штурмовского района, являются:

— магматический — небольшие массивы позднеюрского басугуньинского комплекса, являющегося рудоматеринским и рудогенерирующим для золота, свиты дорудных даек нера-бохапчинского комплекса, вмещающих золото-кварцевое оруденение;

— литолого-стратиграфический — широкое развитие высокоуглеродистой моржовской свиты средней юры, являющейся потенциально рудоматеринской для золото-сульфидного («черносланцевого» типа) оруденения, на базе которого, в свою очередь, развивалось россыпеобразующее золото-кварцевое оруденение;

— метаморфический фактор — зеленосланцевый и контактовый метаморфизм черносланцевых отложений моржовской свиты, рудогенерирующий для золото-кварцевого оруденения;

— структурный — зоны смятия в ассоциации с продольными разломами сдвигового характера контролируют размещение зон золото-кварцевого оруденения;

— геофизический — блоки повышенной плотности и зоны контрастных градиентов магнитного поля.

Рудно-россыпные узлы и зоны Среднекано-Штурмовского района размещаются в межинтрузивном пространстве. Среднеканская и Сабаргинская золоторудно-россыпные зоны располагаются по обрамлению нескрытого гранитоидного плутона.

Для формирования россыпей в рудно-россыпных узлах Среднекано-Штурмовского района важное значение приобретают геоморфологические факторы:

— оптимальный эрозионный срез, приводящий к вскрытию оруденения;

— наличие промежуточных коллекторов полезных минералов;

— морфоструктуры, формировавшиеся в режиме слабых и (или) умеренных поднятий;

— пограничные участки с разной интенсивностью новейших движений.

Эльгенья-Бохапчинский вольфрам-золоторудный район (5.2 Au,W) представляет собой южную ветвь Иньяли-Дебинской зоны. В отличие от Среднекано-Штурмовского района Эльгенья-Бохапчинский характеризуется большими площадями, занятыми крупными гранитоидными батолитами позднеюрского возраста. Соответственно, здесь существенно меньше россыпных месторождений и меняется формационный состав коренных месторождений. Доминируют также золоторудные месторождения и рудопроявления, но, наряду с золото-кварцевыми, здесь весьма существенную роль играют объекты золото-редкометалльной формации. По-видимому, элементами рудно-формационного ряда с золото-редкометалльным оруденением, являются месторождения и рудопроявления вольфрама (вольфрамит-грейзеновой формации), серебра, висмута. Обособленно стоят рудопроявления олова.

В составе района выделено три существенно золоторудно-россыпные и две вольфраморудные зоны (и узлы): Мандычанская золоторудно-россыпная зона (5.2.1 Au), Купкучанская серебро-золоторудно-россыпная зона (5.2.4 Au,Ag), Право-Асанская золоторудно-россыпная зона (5.2.5 Au), Бохапчинский золото-вольфраморудный узел (5.2.2 W,Au), Умара-Асанская потенциальная золото-вольфраморудная зона (5.2.3 W,Au).

Промышленных коренных месторождений в Эльгенья-Бохапчинском районе не выявлено. Известное Бохапчинское месторождение вольфрама

(IV-1-29) изучено на поисково-оценочной стадии и не разрабатывалось. Золото добывалось из небольших россыпей, большинство из которых выработаны.

Факторами, контролирующими рудоносность Эльгенья-Бохапчинского района, являются:

— магматический — небольшие штоки гранитоидов басугуньинского комплекса, являющегося рудоматеринским и рудогенерирующим для золото-редкометалльного оруденения (золото, вольфрам, висмут, серебро), крупные массивы гранитоидов сибердыкского комплекса рудоматеринского, рудогенерирующего и рудовмещающего для вольфрама, висмута, серебра;

— литолого-стратиграфический — широкое развитие бохапчинской свиты верхнего нория, вмещающей как компетентное тело золото-кварцевое оруденение;

— структурно-магматический — золоторудные зоны размещаются в обрамлении гранитных плутонов;

— геофизический — обширные ареалы пониженного гравитационного поля, связанные с крупными магматогенными структурами, образованными плутонами гранитоидного состава.

Между Ат-Юрях-Штурмовским и Эльгенья-Бохапчинским районами «вклинился» Юглерский золоторудно-россыпной узел, основу которого составляет рудное поле золото-кварцевого месторождения Юглер. По своим особенностям узел близок к узлам Ат-Юряхско-Штурмовского района.

Общая сумма утвержденных прогнозных ресурсов рудного золота для Иньяли-Дебинской зоны в пределах листа Р-56 по сумме категорий  $P_1 + P_2 + P_3$  составляет 182 т\* (Больше-Ат-Юряхский узел и Сабаргинская зона). Кроме того, различными авторами по ряду рудных зон и узлов оценены прогнозныe ресурсы золота тех же категорий в общей сумме 717,2 т [52, 186].

Детринская олово-золоторудная минерагеническая зона ( $6 \text{ Au, Sn/J}_3$ ) находится на юго-западе территории, выходя в большей своей части за западную рамку листа. В структурном отношении рассматриваемая часть зоны представляет собой юго-восточное окончание Аян-Юряхского антиклинория — важнейшей золоторудной структуры Яно-Колымской складчатой системы. По сравнению с Иньяли-Дебинской, Детринская зона более амагматична. Однако и в ней присутствуют небольшие массивы и штоки позднеюрских гранитоидов басугуньинского и сибердыкского комплексов, а также дайковые свиты нера-бохапчинского комплекса.

На рассматриваемом фрагменте зоны выделяется всего два элемента: Чалбыканский золоторудно-россыпной узел (6.0.1 Au) и Вилкинский золоторудно-россыпной узел (6.0.2 Au). В обоих узлах преобладает оруденение золото-кварцевой формации (месторождения Вилка — V-1-9 и др.), однако известны и проявления золото-редкометалльной формации

---

\*Здесь и далее в качестве утвержденных упоминаются ресурсы, принятые НТС Росгеологии МПР РФ (протокол от 23.07. 2003 г.).

(Чалбыканское — IV-1-83 и др.). С золото-редкометалльными, по-видимому, связаны единым рудно-формационным рядом собственно вольфрамовые (IV-1-78) и висмутовые (IV-1-75) проявления. Оловянное оруденение в Детринской зоне представлено также широко, однако проявления этого металла расположены за пределами листа.

Основными факторами контроля золотого оруденения в Аян-Юряхском антиклинории являются структурный (глубинные разломы) и литолого-стратиграфический (рудовмещающая атканская свита перми). На рассматриваемой территории зоны эти факторы почти не проявлены. Относительно четко определяется позиция золото-редкометалльных, вольфрамовых и висмутовых проявлений их ассоциацией со штоками позднеюрского басугуньинского комплекса. Золото-кварцевое оруденение тяготеет к выходам пермских отложений в интрузивно-купольном поднятии и к свитам даек нера-бохапчинского комплекса.

По Чалбыканскому рудному узлу Детринской зоны утверждены прогнозные ресурсы рудного золота по категории  $P_3$  в количестве 60 т. По Вилкинскому рудному узлу прогнозные ресурсы рудного золота по категории  $P_3$  оценены только в авторском варианте в количестве 30 т [186].

Балыгычано-Сугойская олово-золото-сереброрудная минерагеническая зона (7 Ag, Au, Sn/K) протягивается в субмеридиональном направлении вблизи восточной рамки листа. Четко выделяется как весьма насыщенная золото-серебряными и оловорудными месторождениями зона, примерно совпадающая с протяженным Балыгычано-Сугойским орогенным прогибом, выполненным меловыми континентальными осадочными и вулканогенными толщами. Зона также насыщена крупными плутонами гранитоидов позднемелового омсукчанского комплекса, штоками диоритов и гранодиоритов ранне-позднемелового быстринского комплекса, субвулканическими телами кислого состава позднемеловых шороховского и надеждинского комплексов. Самыми молодыми магматическими образованиями зоны являются позднемеловые дайки трахибазальтов и трахириолитов джагынского комплекса. В физических полях зона выделяется четко выраженной отрицательной аномалией поля силы тяжести, распадающейся внутри на ряд более мелких линейных зон и изометричных участков и цепочкой локальных положительных аномалий магнитного поля. При пересечении профилем МОВ-ОГТ выделяется на разрезе широкими участками сейсмической прозрачности на всю мощность земной коры, за исключением приповерхностного (2–3 км) слоя.

Внутри зоны выделяется три линейно-вытянутых рудных района: два олово-золото-сереброрудных и один серебро-золото-оловорудный. Однако такое деление довольно условно: так, в существенно сереброрудных районах присутствуют оловорудные узлы и зоны, и наоборот.

Нагаинский серебро-золото-оловорудный район (7.1 Sn, Au, Ag/K<sub>2</sub>) размещается в северной части зоны. Состоит из Егорлыкского оловорудного узла (7.1.1 Sn), приуроченного к Егорлыкскому гранитному массиву позднемелового омсукчанского комплекса, и разрозненных проявлений золота и серебра. Оловорудные месторождения узла принадлежат в основном к оловорудной силикатно-сульфидной формации.

Омсукчанский олово-золото-сереброрудный район (7.2 Ag,Au,Sn/K<sub>2</sub>) занимает восточную часть Балыгычано-Сугойской зоны. В прошлом Омсукчанский район являлся важной сырьевой базой оловодобычи. Олово добывалось из коренных и россыпных месторождений. Впоследствии на его территории были обнаружены золоторудные и сереброрудные объекты, которые определяют металлогенический профиль района в настоящее время.

В пределах Омсукчанского района выделяется пять рудных узлов различного профиля: Арылахский серебро-золоторудный (7.2.1 Au,Ag), Джагынский золото-серебро-оловорудный (7.2.2 Sn,Ag,Au), Коридорский золото-сереброрудный (7.2.3 Ag,Au), Бастойский оловорудный (7.2.4 Sn), Галимовский оловорудный (7.2.5 Sn).

Золоторудные и сереброрудные узлы приурочены к вулканоструктурам ранне-позднеюрского возраста, а оловорудные — к массивам гранитоидов позднемелового омсукчанского комплекса.

Месторождения олова в Омсукчанском районе почти полностью отработаны и законсервированы. Оставшиеся в недрах незначительные объемы балансовых запасов этого металла находятся в недоступных для добычи условиях и должны быть списаны. Основное промышленное значение в настоящее время в районе имеют серебро и золото. Добыча благородных металлов ведется на месторождениях Лунное и Арылах (Арылахский узел).

Основными факторами, контролирующими оруденение в Омсукчанском районе, являются:

— структурно-тектонический — приуроченность золото-сереброрудных узлов к ранне-позднемеловым вулканоструктурам (вулкано-тектоническим депрессиям и куполам);

— магматический — развитие вулканитов шороховского и гранитоидов быстринского комплексов, являющихся рудоматеринскими, рудогенерирующими и рудовмещающими для месторождений золота и серебра; массивы лейкократовых гранитов омсукчанского комплекса, являющиеся рудоматеринскими, рудогенерирующими и рудовмещающими для оловянного оруденения и определяющими размещение оловорудных узлов;

— литолого-стратиграфический — надеждинская и аскольдинская свиты и ассоциирующие с ними субвулканические тела кислого состава, вмещающие золото-серебряное оруденение;

— глубинно-геофизический — наличие глубинных магматогенных зон, установленных по участкам сейсмической прозрачности на профиле МОВТ-ОГТ и прослеженных по линейным отрицательным аномалиям поля силы тяжести (определяют положение рудного района в целом).

В Омсукчанском районе прогнозные ресурсы утверждены по серебру для Арылахского и Джагынского рудных узлов и по сумме категорий P<sub>1</sub> и P<sub>2</sub> составляют 5300 т. В. И. Родионов с соавторами [186] дают свои авторские оценки по тем же узлам для суммы категорий P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> и P<sub>3</sub>: золото — 29 т, серебро — 13 220 т. Олово в авторском варианте оценено только для Джагынского узла по категории P<sub>2</sub> в количестве 3,5 тыс. т [186].

Кэнский олово-золото-сереброрудный район (7.3 Ag,Au,Sn/K<sub>2</sub>) занимает западную часть Балыгычано-Сугойской зоны. В прошлом также имел важное значение в оловодобыче. В настоящее время район представляет собой главную сырьевую базу России по серебру. Здесь находится одно из крупнейших в мире сереброрудное месторождение Дукат (III-6-40).

В пределах Кэнского района выделяется шесть рудных зон и узлов различного профиля: Каховский золото-сереброрудный узел (7.3.1 Ag,Au), Дукатская золото-сереброрудная зона (7.3.2 Ag,Au), Маякская (Останцовская) оловорудная зона (7.3.3 Sn), Невская оловорудная зона (7.3.4 Sn), Гольцовская золото-сереброрудная зона (7.3.5 Ag,Au), Пестринский серебро-оловорудный узел (7.3.6 Sn,Ag).

Пространственное размещение рудных зон и узлов проявляет четкую симметричную зональность рудного района.

Осевая часть района представлена в основном золото-серебряными месторождениями. Эта благороднометалльная полоса (Каховский узел, Дукатская и Гольцовская зоны) протягивается вдоль внутреннего вулканического прогиба, выполненного позднемеловыми кислыми вулканитами шороховской свиты и ранне-позднемеловыми андезитоидами каховской свиты (Кэнская лавовая полоса). Вместе с тем, наиболее важные объекты (месторождение Дукат) приурочены к выходам наиболее древних элементов разреза (аскольдинская свита).

Периферические части Кэнского района представлены оловорудными зонами и узлами (Маякская, Невская зоны, Пестринский узел). Как и в других районах Балыгычано-Сугойской зоны, они ассоциируют с выходами гранитоидов позднемелового омсукчанского комплекса.

Месторождения олова Кэнского района почти полностью отработаны и законсервированы. Числящиеся на балансе запасы некоторых месторождений недоступны для отработки. Основу горнодобывающей отрасли района составляет добыча серебра на месторождении Дукат (более 400 т в год).

Основными факторами, контролирующими золото-серебряное оруденение в Кэнском районе, являются:

— структурно-тектонический — вулканоструктуры и интрузивно-купольные поднятия мелового заложения, определяющие размещение рудных полей;

— магматический — развитие вулканитов позднемелового шороховского комплекса, являющегося рудоматеринским, рудогенерирующим и рудовмещающим для золото-серебряного оруденения (определяет размещение рудных зон и узлов);

— литолого-стратиграфический — меловые каховская и аскольдинская свиты и ассоциирующие с ними субвулканические тела кислого состава, вмещающие золото-серебряное оруденение (контролирует оруденение по району в целом);

— взрывивно-гидротермально-метасоматический — развитие эксплозивных брекчий, проявление углеродистого метасоматоза [105];

— глубинно-геофизический — наличие глубинных магматогенных зон, установленных по участкам сейсмической прозрачности на профиле

МОВ-ОГТ и прослеженных по линейным отрицательным аномалиям поля силы тяжести (определяет положение золото-сереборудных и оловорудных зон и узлов по району в целом);

— изотопно-геохимический — повышенные концентрации изотопа  $^3\text{He}$  в газовой-жидких включениях кварца жильных тел.

В Кэнском районе прогнозные ресурсы утверждены по серебру для Каховского узла, Дукальской и Невской рудных зон и по сумме категорий  $P_1$ ,  $P_2$  и  $P_3$  составляют 9400 т. По остальным зонам и узлам свои авторские оценки по серебру дают В. И. Родионов и др. [186] по категории  $P_2 + P_3$  — 6500 т.

Балыгычанская олово-серебро-золоторудная минерагеническая область (8 Au, Ag, Sn/ $J_3$ ,  $K_2$ ) расположена в центре листа Р-56, не выходя за его пределы. Область, структурно соответствующая одноименному жесткому блоку (Балыгычанское поднятие), находится как бы в перекрестье влияния разнотипных и разновозрастных минерагенических элементов. С запада в нее «утыкается» Главный золотоносный пояс Колымы (Иньяли-Дебинская минерагеническая зона), с востока она «обрезается» меловой Балыгычано-Сугойской минерагенической зоной. С юга к Балыгычанской области примыкают минерагенические элементы ранне-позднемелового Охотско-Чукотского пояса. В результате на Балыгычанском поднятии мы наблюдаем наложение позднемеловых минерагенических элементов, связанных с Охотско-Чукотским поясом, на субстрат, занятый более древними (позднеюрскими) минерагеническими комплексами. Таким образом, здесь мы имеем дело с типичным блоком, подверженным тектоно-магматической активизации.

Активизационные (позднемеловые) минерагенические элементы выделены в три вытянутых в субмеридиональном направлении рудных района, а доактивизационные проявления полезных ископаемых сгруппированы в рудные узлы вне рудных районов.

Хурчан-Оротуканский олово-серебро-золоторудный район (8.1 Au, Ag, Sn/ $K_2$ ) выделяется в западной части области и протягивается на 110 км, пересекая Балыгычанское поднятие с юга на север. Геологически выражается цепочкой небольших позднемеловых интрузий омсукчанского, конгалинского и светлинского комплексов, и локальными вулканоструктурами, выполненными верхнемеловыми вулканитами ольской и ульинской свит. В физических полях проявляется отрицательной аномалией поля силы тяжести и локальными положительными аномалиями магнитного поля. При пересечении района профилем МОВ-ОГТ на всю мощность земной коры установлена зона сейсмической прозрачности.

В пределах Хурчан-Оротуканского района выделяется один существенно оловорудный и два золоторудно-россыпных узла. Верхнеоротуканский золото-серебро-оловорудный узел (8.1.1 Sn, Ag, Au) приурочен к Оротуканскому гранитному массиву позднемелового омсукчанского комплекса. В самом массиве и по его обрамлению размещаются многочисленные месторождения и рудопроявления оловорудной силикатно-сульфидной формации, известны также проявления золото-редкометалльной (Правое Тохто — III-3-91) и сереброносной свинцово-цинковой



жильной (Восточное — III-3-146) формаций. С позднеюрскими локальными вулканоструктурами связаны проявления серебра золото-серебряной формации (Ветвистое — III-3-170).

Сулухачанский (8.1.2 Au) и Мякит-Хурчанский (8.1.3 Au) золоторудно-россыпные узлы включают в себя россыпные месторождения золота, проявления золото-кварцевой и, главным образом, золото-редкометалльной формаций. Встречаются также проявления олова, серебра, вольфрама, урана, тория.

В районе продолжается золотодобыча из небольших россыпных месторождений. Коренные месторождения не разрабатываются, однако по всем рудным узлам имеются утвержденные прогнозные ресурсы рудного золота: Верхнеоротуканский узел по категории  $P_3$  — 100 т, Сулухачанский узел по категории  $P_2$  — 10 т, Мякит-Хурчанский узел по категории  $P_3$  — 150 т. Кроме того, по Мякит-Хурчанскому узлу оценены прогнозные ресурсы серебра по категории  $P_3$  — 4 тыс. т. Авторские оценки прогнозных ресурсов рудного золота по В. М. Кузнецову и др. [52] следующие: Верхнеоротуканский узел по категории  $P_2$  — 20 т, Сулухачанский узел по категории  $P_2+P_3$  — 158 т. Кроме того, для Верхнеоротуканского узла В. М. Кузнецов и др. [52] оценил прогнозные ресурсы серебра по категории  $P_2$  в количестве 3,1 тыс. т, олова по категории  $P_2$  — 3,4 тыс. т.

Танья-Нурский олово-золото-сереброрудный район (8.2 Ag,Au,Sn/ $K_2$ ) выделяется в центральной части области и протягивается более чем на 100 км, пересекая Балыгычанское поднятие с юга на север. Геологически и в физических полях выражен аналогично Хурчан-Оротуканскому району.

В пределах Танья-Нурского района выделяются Среднебуюндинский золото-серебро-оловорудный узел (8.2.1 Sn,Ag,Au) и Тенкелинский потенциальный олово-сереброрудный узел (8.2.2 Ag,Sn). Оба узла сходны по набору проявлений полезных ископаемых. Повсеместно проявлена своеобразная рудно-геохимическая триада: Ag, Au, Sn. Варьируют лишь соотношения компонентов, что, скорее всего, обусловлено глубиной эрозионного среза позднемеловой магматогенно-рудной системы. На верхнем, близповерхностном, вулканогенном уровне преобладают проявления серебра (Тенкелинский узел), на нижнем — олова (Среднебуюндинский узел). Золото занимает промежуточную позицию и потому в одинаковой степени встречается в обоих узлах. В рудно-геохимический спектр рудного района входят также проявления вольфрама, молибдена, висмута, свинца.

На территории рудного района известно всего одно малое месторождение олова Осолоньинское (IV-4-31), представляющее касситерит-кварцево-грейзеновую формацию.

Перспективы района в основном связаны с золотом и серебром. Утвержденные прогнозные ресурсы серебра по Среднебуюндинскому узлу составляют: по категории  $P_1$  — 1300 т, по категории  $P_3$  — 1000 т; по Тенкелинскому узлу  $P_3$  — 500 т. Авторская оценка В. М. Кузнецова и др. [52] прогнозных ресурсов серебра в Тенкелинском районе по категории  $P_2$  составляет 2350 т.

Нельгасит-Кырчанский потенциальный олово-серебро-золоторудный район (8.3 Au,Ag,Sn/K<sub>2</sub>) выделяется около восточной границы Балыгычанской области и протягивается с юга на север на 130 км. По своему геологическому выражению и проявлению в физических полях сходен с Хурчан-Оротуканским и Танья-Нурским районами. Однако в отличие от них здесь нет позднемеловых вулканоструктур, а гранитные плутоны представляют как позднемеловые (омсукчанский, магаданский), так и позднеюрские (каньонский, басугуньинский) комплексы.

В пределах Танья-Нурского района выделяется три потенциальных рудных узла — один оловорудный и два золоторудных.

Кырчанский потенциальный оловорудный узел (8.3.1 Sn) приурочен к одноименному массиву умереннощелочных лейкогранитов омсукчанского комплекса. При преобладании оловорудных объектов, в основном силикатно-сульфидной формации, в узле также представлены проявления редких земель, серебра и сурьмы.

Нябольский (8.3.2 Au) и Дагорский (8.3.3 Au) потенциальные рудные узлы объединяют группы рудопроявлений и пунктов минерализации золота, молибдена, серебра, олова, ассоциирующих с гранитоидами различного состава. Формационные особенности руд и гранитоидов зоны пока исследованы недостаточно. Предполагается, что ситуация здесь сходна с Танья-Нурским и Хурчан-Оротуканским районами.

Утвержденных прогнозных ресурсов на территории выделяемого потенциального рудного района нет. По авторским оценкам В. М. Кузнецова и др. [52], прогнозные ресурсы Кырчанского узла составляют по олову — 16,4 тыс. т (категория P<sub>3</sub>), по сурьме — 30 тыс. т (категория P<sub>2</sub>); Нябольского узла по золоту — 43 т (категория P<sub>2</sub> + P<sub>3</sub>), Дагорского узла по золоту — 15 т (категория P<sub>3</sub>).

Вне рудных районов в Балыгычанской области выделено еще шесть рудных зон и узлов. Пять из них золотоносные (золоторудные и золоторудно-россыпные), один характеризуется специализацией на редкие элементы.

Приискательский ниобий-тантал-бериллиевый рудный узел (8.0.3 Be,Ta,Nb) находится в северо-восточной части области и размещается в интрузивно-купольном поднятии над крупным невоскрытым гранитным массивом. Месторождение Приискатель (III-2-129) и окружающие его проявления относятся к формации берилл-редкометалльных пегматитов. Утвержденные прогнозные ресурсы по Приискательскому узлу отсутствуют. В авторских оценках В. М. Кузнецова и др. [52] даются следующие оценки: по бериллию — 9 тыс. т по категории P<sub>2</sub> и 27,2 тыс. т по категории P<sub>3</sub>; по танталу — 2,4 тыс. т по категории P<sub>2</sub> и 7,3 тыс. т по категории P<sub>3</sub>; по ниобию — 2 тыс. т по категории P<sub>2</sub> и 6 тыс. т по категории P<sub>3</sub>.

Верхне-Эльгенский потенциальный золоторудный узел (8.0.2 Au), Ларюковский золоторудно-россыпной узел (8.0.4 Au), Нетченский золоторудно-россыпной узел (8.0.5 Au), Хулугуньинская золоторудно-россыпная зона (8.0.6 Au), Большекупкинский золоторудно-россыпной узел (8.0.7 Au) являются своего рода «брызгами» выклинивающегося к западу от Балыгычанской области Главного золотоносного пояса Колымы

(Иньяли-Дебинская и Детринская минерагенические зоны). Это обычные для колымских районов золотоносные площади, в которых в различных соотношениях сочетаются золото-кварцевое и золото-редкометалльное оруденение. Обязательным атрибутом большинства из перечисленных золотоносных площадей является наличие золото-россыпных месторождений. Все рудные объекты в них сформировались до тектоно-магматической активизации области и по возрасту, скорее всего, относятся к поздней юре. Прогнозные ресурсы утверждены только по Нетченскому узлу и составляют по рудному золоту — 16 т по категории  $P_1$  и 14 т по категории  $P_2$ . В авторских оценках В. М. Кузнецова и др. [52] даются следующие цифры прогнозных ресурсов золота по узлам: Верхне-Эльгенский — 60 т по категории  $P_3$ , Ларюковский — 4,5 т по категории  $P_2$  и 100 т по категории  $P_3$ .

Основными факторами, контролирующими активизационное оруденение в Балыгычанской минерагенической области, являются:

— глубинно-геофизический — наличие глубинных магматогенных зон, установленных по участкам сейсмической прозрачности на профиле МОВ-ОГТ и прослеженных по линейным отрицательным аномалиям поля силы тяжести и цепочкам локальных положительных аномалий магнитного поля (определяет положение рудных районов);

— магматический — развитие позднемеловых ольского вулканического комплекса, омсукчанского, конгалинского и светлинского плутонических комплексов, являющихся рудоматеринскими, рудогенерирующими и рудовмещающими для золота, серебра, олова, молибдена, свинца и цинка (определяет размещение рудных зон и узлов);

— структурно-магматический — разнородные магматические образования, обособленные в изометричные очаговые структуры (определяет положение рудных узлов);

— метасоматический — проявление кварц-серицит-хлоритового и углеродистого метасоматоза.

Факторами, контролирующими доактивизационное оруденение Балыгычанской минерагенической области, являются:

— структурный — интрузивно-купольные поднятия, контролирующие размещение редкометалльных и золоторудно-россыпных зон и узлов;

— магматический — небольшие массивы позднеюрского басугуньинского комплекса, являющегося рудоматеринским и рудогенерирующим для золота (определяет положение рудных полей, реже узлов);

— литолого-стратиграфический — развитие оротуканской свиты верхнего нория, вмещающей как компетентное тело золотое оруденение над нескрытыми интрузиями.

В пределах Верхояно-Колымской минерагенической области вне минерагенических зон и областей на листе Р-56 выделены следующие самостоятельные рудные узлы.

Толкунтахский потенциальный оловорудный узел (0.0.1 Sn) находится на севере территории, окаймляя одноименный массив лейкогранитов оловоносного омсукчанского комплекса.

Тунгусский вольфрам-золоторудно-россыпной узел (0.0.2 Au,W) размещается между Сеймчанской и Иньяли-Дебинской минерагеническими

зонами. Наблюдается ассоциация небольших россыпей золота с коренными проявлениями золото-редкометалльной формации.

Оба узла пространственно близки к Сеймчанской минерагенической зоне, близки они к ней и по своему рудно-геохимическому профилю. Утвержденных прогнозных ресурсов по этим узлам нет. Авторские оценки В. М. Кузнецова и др. [52]: по Толкунтахскому узлу — олово — 12,2 тыс. т, по Тунгусскому узлу — золото — 18,6 т ( все по категории P<sub>3</sub>).

### Охотско-Чукотский минерагенический пояс

Вся южная часть листа Р-56 входит в состав Охотско-Чукотского минерагенического пояса. Южная граница пояса на юго-востоке листа проходит по границе акватории Охотского моря, а далее — на юго-запад и уходит за южную рамку листа. Северная граница пояса примерно совпадает с геологической границей одноименного вулканогенного пояса. Частично в границы минерагенического пояса включаются структуры его фундамента (перивулканическая зона), минерагения которых полностью определяется тектоно-магматическими процессами вулканогенного пояса.

В рамках листа в Охотско-Чукотском поясе выделены одна минерагеническая зона, три отдельных (вне минерагенических зон) рудных района и три отдельных (вне зон и районов) рудных узла.

Магадано-Ямская золото-медно-молибденовая потенциальная минерагеническая зона (9 Mo, Cu, Au/K<sub>2</sub>) протягивается в субширотном направлении вдоль южной рамки листа. Южная граница зоны находится за пределами листа. Выделяется как зона максимального развития меловых гранитоидов конгалинского, магаданского, светлинского комплексов, специализированных на молибден-медно-порфириновое оруденение. На территории листа в основном присутствуют проявления и пункты минерализации молибдена, с которыми ассоциируют пункты минерализации меди, золота, серебра, свинца. На участках сгущения проявлений рудной минерализации выделены потенциальные рудные узлы: Уптарский медно-молибденоворудный (9.0.1 Mo, Cu), Чекайский медно-молибденоворудный (9.0.2 Mo, Cu) и Хованьский медно-молибденоворудный (9.0.3 Mo, Cu). Два из них (Уптарский и Чекайский) выходят за пределы листа.

Прогнозные ресурсы оценивались только для Уптарского узла, в пределах которого находится Уптарское молибден-медно-порфириновое рудопроявление, расположенное за пределами листа. Утвержденные прогнозные ресурсы меди по категории P<sub>2</sub> для Уптарского рудопроявления составляют 3000 тыс. т. Авторские оценки В. И. Родионова и др. [186] по категории P<sub>2</sub> составляют: медь — 1560 тыс. т, молибден — 31 тыс. т, серебро — 280 т.

Сеймканский свинец-серебро-золоторудный район (0.1 Au, Ag, Pb) размещается в юго-западном углу листа в пределах блока пониженного гравитационного поля, связанного, скорее всего, с интенсивно гранитизированным основанием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Район включает в себя как структуры самого пояса, так и его активизированного основания. К позднемеловым вулканоструктурам пояса приурочены

рудные узлы с золотыми и серебряными проявлениями золото-серебряной формации: Ольчанский серебро-золоторудный (0.1.1 Au,Ag), Верхне-Сеймканский кобальт-цинк-свинец-сереброрудный (0.1.3 Ag,Pb,Zn,Co), Геданский потенциальный серебро-золоторудный (0.1.4 Au,Ag), Мшистый потенциальный серебро-золоторудный (0.1.5 Au,Ag), Ойринский серебро-золоторудный узел (0.1.6 Au,Ag). В активизированном основании пояса в пределах магматогенного поднятия размещается оловянное и свинцово-цинковое скарновое оруденение — Арманский цинк-свинец-оловорудный узел (0.1.2 Sn,Pb,Zn).

Прогнозные ресурсы в пределах Сеймканского района утверждены только для Ольчанского рудного узла для серебра в количестве 10 000 т по категории P<sub>3</sub>. По некоторым другим узлам имеются лишь авторские оценки. Арманский узел: свинец — 40 тыс. т по категории P<sub>2</sub> и 15 тыс. т по категории P<sub>3</sub>, цинк — 50 тыс. т по категории P<sub>2</sub> и 5 тыс. т по категории P<sub>3</sub> [123]. Мшистый узел: серебро — 800 т по категории P<sub>3</sub> и олово — 2 тыс. т по категории P<sub>2</sub>.

Малтано-Ольский олово-серебро-золоторудный район (0.2 Au,Ag,Sn) находится в юго-западной части территории, непосредственно примыкает на западе к границе Сеймканского рудного района, размещаясь в пределах единого с ним блока пониженного гравитационного поля. Является типовым районом развития вулканогенного золото-серебряного оруденения. Включает в себя вулканические поля и прогибы мелового Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и обнажающиеся в «окнах» участки складчатого основания пояса. Отличается в целом пониженным значением поля силы тяжести, а в сейсмическом разрезе МОВ-ОГТ — субгоризонтальными зонами сейсмической прозрачности в земной коре.

Малтано-Ольский район имел важное значение в золотодобыче, т. к. на его территории многие годы шла отработка Карамкенского золото-серебряного месторождения и эпизодически обрабатывалось месторождение Агатовское. Выявленные здесь в процессе многолетних геолого-поисковых и геологоразведочных работ рудные узлы в большинстве приурочены к позднемеловым вулкано-тектоническим депрессиям и интрузивно-купольным поднятиям. Всего выделено девять рудных узлов, включая потенциальные: Носэгчанский серебро-золоторудный (0.2.1 Au,Ag), Хетинский серебро-оловорудный (0.2.2 Sn,Ag), Сахчанский потенциальный золото-сереброрудный (0.2.3 Ag,Au), Эрэкский потенциальный серебро-золоторудный (0.2.4 Au,Ag), Дондычанский потенциальный молибден-серебро-золоторудный (0.2.5 Au,Ag,Mo), Утеснинский золото-сереброрудный (0.2.6 Ag,Au), Карамкенский серебро-золоторудный (0.2.7 Au,Ag), Неорчанский золото-сереброрудный (0.2.8 Ag,Au), Нухский потенциальный золото-сереброрудный (0.2.9 Ag,Au). В их размещении в пределах района устанавливается определенная зональность. Существенно золоторудные узлы (Карамкенский, Носэгчанский, Дондычанский, Эрэкский) тяготеют к западной и восточной границам района, размещаясь в меридиональных вулканогенных прогибах. По центру района между вулканогенными прогибами проходит меридиональная цепь рудных узлов серебряной специализации (Неорчанский, Нухский и Сахчанский). Серебро-оловорудный

Хетинский узел размещается на крайнем севере района и приурочен к глубинной зоне сейсмической прозрачности на профиле МОВ-ОГТ, прослеженной в субмеридиональном направлении по отрицательной аномалии поля силы тяжести.

Утвержденные прогнозные ресурсы в пределах района отсутствуют, однако существуют авторские оценки всех узлов, кроме Нухского. В Носэгчанском узле, по данным Н. Г. Маннафова и др. [59], прогнозные ресурсы золота составляют 5 т (категория  $P_3$ ). В Хетинском узле Н. Н. Лавровичем [163] оценены по категории  $P_2$  серебро и олово, составившие соответственно 3000 т и 63,2 тыс. т. В Сахчанском узле оценены по категории  $P_3$  золото в количестве 12 т, серебро — 7200 т, свинец — 450 тыс. т, цинк — 600 тыс. т [63]. Эрэкский узел по категории  $P_3$ : золото — 10 т, серебро — 1800 т [63]. Дондычанский узел по категории  $P_3$ : золото — 5 т, серебро — 100 т [59]. Утеснинский узел по категории  $P_2$ : золото — 2,4 т, серебро — 700 т [59]. Карамкенский узел по категории  $P_2$ : золото — 5 т, серебро — 1000 т [59]. Неорчанский узел по категории  $P_3$ : золото — 0,2 т, серебро — 200 т [123].

Нявлэнгинский олово-серебро-золоторудный район (0.3 Au,Ag,Sn) размещается в юго-восточной части листа. Включает в себя фрагмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, состоящего на данном участке из многочисленных, часто изолированных друг от друга вулканотектонических прогибов изометричной формы. Эти прогибы выполнены в основном позднеюрско-раннемеловыми и раннемеловыми вулканидами и, возможно, представляют собой фрагменты некогда единого вулканического прогиба раннего этапа развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, сильно эродированного в настоящее время. Здесь же обнажаются крупные массивы меловых гранитоидов. Интенсивная гранитизация основания пояса проявлена обширным ареалом пониженных значений поля силы тяжести, охватывающим большую часть рудного района.

К двум крупнейшим вулканотектоническим прогибам приурочены и наиболее важные рудные узлы с профилирующим золото-серебряным оруденением: Иваньинский серебро-золоторудный узел (0.3.1 Au,Ag) с крупным золото-серебряным месторождением Джульетта (V-4-29) и Нявлэнгинский молибден-серебро-золоторудный узел (0.3.5 Au,Ag,Mo), в центре которого также находится промышленное золото-серебряное месторождение Нявлэнга (V-4-68). Вероятно, к этому же типу узлов относится и Максинский потенциальный золото-сереборудный узел (0.3.2 Ag,Au). Верхне-Буюндинский (Чумышский) золото-россыпной узел (0.3.4 Au), Верхне-Килганинская потенциальная олово-золоторудная зона (0.3.3 Au,Sn), а также Верхне-Угуланский золото-сереборудный (0.3.6 Ag,Au), Кивалгинский серебро-золоторудный (0.3.7 Au,Ag), Энтукчанский серебро-золоторудный (0.3.8 Au,Ag) потенциальные узлы приурочены к гранитоидным интрузиям, прорывающим складчатое основание пояса. Для этих зон и узлов более характерно золото-редкометалльное, иногда оловянное оруденение, ассоциирующее с проявлениями серебра, свинца и цинка.

Прогнозные ресурсы Нявленгинского района утверждены только по двум узлам: Иваньинскому — золото по категории  $P_1$  — 11 т,  $P_2$  — 28 т,  $P_3$  — 14 т и Верхне-Буюндинскому — золото по категории  $P_3$  — 70 т. В. М. Кузнецов и др. [52] дают следующие оценки прогнозных ресурсов золота по узлам: Максинский — 35 т (категория  $P_3$ ), Верхне-Килганинская зона — 18 т (категория  $P_3$ ), Нявленгинский — 20 т (категория  $P_3$ ), Верхне-Угуланский — 28 т (категория  $P_3$ ). Ресурсы серебра по тем же авторам: Иваньинский узел — 1600 т (категория  $P_3$ ), Верхне-Угуланский узел — 400 т (категория  $P_3$ ).

Вне рудных районов Охотско-Чукотского минерагенического пояса выделено три самостоятельных рудных узла: Джетский потенциальный золото-серебро-молибденоворудный (0.0.3 Mo, Ag, Au), Днепровский оловорудный (0.0.4 Sn), Улаханский потенциальный золото-сереборудный (0.0.5 Ag, Au). Узлы эти представляют основные известные типы оруденения пояса: золото-серебряного (Улаханский), молибден-медно-порфирового (Джетский), оловорудного силикатно-сульфидного (Днепровский). Утвержденные прогнозные ресурсы учтены только для Улаханского узла в количестве 36 т золота по категории  $P_3$ . Оценка по серебру для этого узла дана Н. Г. Маннафовым [59] — 300 т по категории  $P_3$ . Тем же автором дана прогнозная оценка по олову для Днепровского узла — 15,8 тыс. т по категории  $P_3$ .

Месторождения благородных металлов золото-серебряной формации — главное богатство Охотско-Чукотского минерагенического пояса. Основными факторами контроля этого типа оруденения здесь являются:

— магматический — широкое проявление рудоносных (рудоматеринских и рудогенерирующих) ранне- и позднемиловых вулканических комплексов: момолтыкичского, хольчанского, ольского, мыгдыкитского (определяет положение рудных районов);

— структурно-тектонический — широкое развитие вулкано-тектонических депрессий и интрузивно-купольных поднятий (диаметром от 20 до 30 км), ограниченных кольцевыми разломами (определяет положение рудных узлов);

— литолого-стратиграфический — вулканические толщи, благоприятные для локализации рудных тел: арманская, таватумская, улынская, ольская свиты (определяет положение рудных узлов и полей);

— структурно-вулканический — широкое развитие криптовулканических структур, служащих одним из критериев прогноза крупных рудных месторождений [106];

— метасоматический — приуроченность рудных тел месторождений к полям низкотемпературной фации пропилитов, находящихся в системе зональных сочетаний с вторичными кварцитами и аргиллизитами;

— глубинно-геофизический — поля пониженных значений поля силы тяжести и наличие горизонтальных зон сейсмической прозрачности на профиле МОВ-ОГТ, указывающие на процессы разуплотнения (гранитизации) и гомогенизации земной коры (определяет положение рудных районов).

## МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Анализ данных о возрасте осадочных формаций, вмещающих горючие полезные ископаемые, показывает, что формирование нефтематеринских отложений на территории листа происходило в палеозое, а угленакопление — в мезозое и кайнозое.

Общий временной диапазон формирования металлических полезных ископаемых значительно шире — от рифея до квартера включительно, с максимумом в позднем мезозое (поздняя юра—мел). По совокупности всех данных о времени проявления важнейших тектонических и минерагенических процессов на территории листа выделяются следующие основные минерагенические эпохи: рифейская, палеозойская, позднеюрская—раннемеловая, ранне-позднемеловая, кайнозойская.

Рифейская эпоха характеризуется развитием нетрадиционного для Северо-Востока России стратиформного оруденения железа и меди, по распространению которых выделена Орокская минерагеническая зона на Прикольымском поднятии. Рудопроявления железа (I-2-2, 3) представлены залежами и линзами гематита и титаномагнетита в кварцитах и сланцах рифейского возраста. Рудоносные залежи метаморфизованы, вследствие чего часто превращены в скарноиды. Однако первичные руды имели осадочный генезис (морские осадочные и пляжные россыпи). Рифейские проявления и пункты минерализации меди (I-3-6, 11, 25) относятся к формации метаморфизованных медистых песчаников и сланцев. Они приурочены в основном к кварц-хлоритовым сланцам орокской свиты и представлены пластообразными меденосными залежами мощностью от 1 до 5 м, в составе которых установлены борнит, гематит, халькозин, ковеллин, малахит, азурит, куприт. Формирование медистых песчаников и сланцев происходило в обстановке рифтогенного трога (авлакогена), заполнявшегося осадками морской сублиторали и шельфа позднепротерозойской континентальной окраины [112].

Палеозойская эпоха проявлена в пределах Таскано-Омулевской минерагенической зоны, включающей в себя в основном районы, сложенные палеозойскими толщами Омулевского поднятия. На Омулевском поднятии широко распространены палеозойские стратиформные флюорит-свинцово-цинковые и марганцевые месторождения [112]. Флюорит-свинцово-цинковое оруденение на площади листа Р-56 представлено лишь единичными пунктами минерализации флюорита (I-1-14) в силурийских карбонатных отложениях. Они имеют водородное происхождение и сформировались в обстановке палеозойского артезианского палеобассейна. Гораздо шире на листе представлены марганценовые залежи (II-2-17, 20, 32, 33, 34, 39), приуроченные к отложениям верхнепалеозойской кремнисто-сланцевой и отдаленной кремнистой формацией (туринская, дружининская свиты). Особенности литологии и структуры верхнепалеозойской кремнисто-сланцевой и отдаленной кремнистой формаций указывают на эксгальационно-осадочное происхождение марганценовых залежей.

С палеозойскими толщами Омулевского поднятия связаны многочисленные проявления твердых битумов (I-1-7, 8, 9, 16) и пленочных



налетов нефти (I-1-3, 4). Целый ряд подразделений палеозойского разреза Омудевского поднятия близки по своему составу и структуре к доманиковой формации, и они вполне могли быть нефтематеринскими (чалмакская, маутская, аникинская свиты нижнего силура, крохальская, снежинская свиты нижнего девона). На основании этих данных и наличия благоприятных структур для формирования нефтегазовых залежей выделен Омудевский потенциальный нефтегазоносный район, углеводородный потенциал которого сформировался в основном в раннем палеозое. Проблема нефтегазоносности палеозойских отложений Омудевского и Приколымского поднятий требует дальнейших исследований.

Позднеюрская—раннемеловая эпоха имеет важнейшее значение и определяет главные минерагенические черты площади листа. В эту эпоху, в основном в поздней юре, формировалась основная масса коренных месторождений и рудопроявлений золото-кварцевой и золото-редкометалльной формаций Иньяли-Дебинской, Детринской, Сеймчанской минерагенических зон и Балыгычанской минерагенической области. Многочисленные золото-кварцевые месторождения и рудопроявления Иньяли-Дебинской зоны (II-1-19; II-1-3, 4, 6, 32, 61, 64, 65; II-3-32, 48, 51, 53, 59, 60; IV-1-37 и др.) сформировались почти повсеместно в течение главной фазы складчатых деформаций Яно-Колымской складчатой системы, сопровождаемой метаморфическими процессами и интенсивным гранитоидным магматизмом. В качестве источника золота (базовой формации) для таких месторождений некоторые исследователи рассматривают золото-сульфидное оруденение в черносланцевых толщах [81]. Золото-кварцевое оруденение явилось основным источником многочисленных богатых россыпей золота бассейна р. Колыма. Золото-редкометалльное оруденение тесно ассоциирует с небольшими гранитоидными массивами различных позднеюрских комплексов. Они распространены в тех же зонах, что и золото-кварцевые, но более тяготеют не к Иньяли-Дебинской, а к Сеймчанской зоне и Балыгычанской области. Менее всего из золоторудных объектов данной эпохи проявлены месторождения золото-антимонитовой формации, известные в пределах Иньяли-Дебинской зоны (III-3-63).

С позднеюрской—раннемеловой эпохой связаны также многие жильные и скарновые месторождения олова силикатно-сульфидной формации. Месторождения этого возраста размещаются в западной части Сеймчанской минерагенической зоны, где они тесно ассоциируют с позднеюрскими гранитоидами каньонского комплекса (II-2-29; II-3-5,6,11 и др.). В этой же зоне известны арсенидно-кобальтовые жильные гидротермальные месторождения (II-2-4,12,16 и др.).

В северо-западной части территории листа позднеюрско-раннемеловое оруденение связано с вулканизмом Уяндино-Ясачненского пояса. Прежде всего, это скарновые и жильные месторождения и рудопроявления Кунарево-Супканьинского рудного района (I-1-15, 18, 19, 21, 28, 34 и др.), а также проявления золота и серебра в вулканитах Лыглыхтахского грабена (II-1-4; II-2-57, 60, 63, 68 и др.). Со скарновыми свинцово-цинковыми

проявлениями ассоциирует скарново-магнетитовое оруденение (железородное месторождение Чернинское — I-2-10).

С позднеюрской—раннемеловой эпохой связаны наиболее древние бассейны угленакопления на территории листа. Угленосные толщи этого возраста известны в пределах Охотско-Чукотского минерагенического пояса (Хасынская угленосная площадь) и в Лыглыхтахском грабене Индигиро-Колымской минерагенической провинции (Малиновская потенциальная угленосная площадь).

Ранне-позднемеловая эпоха по своему значению не уступает позднеюрско-раннемеловой. Оруденение этой эпохи связано в основном с мощнейшим магматизмом Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Ведущая роль здесь принадлежит многочисленным месторождениям эпитермальной золото-серебряной формации (II-6-3, 12, 58; III-6-40, 131, 173; V-4-29,65; VI-2-39, 57). Эти месторождения сосредоточены главным образом в Сеймканском, Малтано-Ольском, Нявленгинском рудных районах Охотско-Чукотского минерагенического пояса и в Балыгычано-Сугойской минерагенической зоне. В южной части рассматриваемого фрагмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, в связи с меловыми гранитоидами, известны молибденит-грейзеновые проявления молибдена (VI-4-40 и др.), которые скорее всего являются элементами характерной для этой части ОЧВП медно-молибден-порфировой формации (Магадано-Ямская минерагеническая зона).

К северу от ОЧВП рудоносность ранне-позднемеловой эпохи проявилась в виде поперечных по отношению к ОЧВП и субмеридиональных по простиранию зон тектоно-магматической активизации. Особенно контрастно они устанавливаются в пределах Балыгычанской минерагенической области — Хурчан-Оротуканский, Танья-Нурский, Нельгасит-Кырчанский рудные районы. Плотная группа таких зон размещается и внутри Балыгычано-Сугойской минерагенической зоны (Нагаинский, Омсукчанский, Кэнский рудные районы). Особенностью этих зон является их комплексный металлогенический профиль: сочетание эпитермальных золото-серебряных месторождений с оловянными месторождениями касситерит-кварцево-грейзеновой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций. Реже в этих зонах встречаются проявления свинца, цинка, молибдена.

Конец раннего и поздний мел — важная эпоха угленакопления. Нижнемеловые континентальные толщи с промышленными угленосными залежами известны в Балыгычано-Сугойской минерагенической зоне (Омсукчанский угленосный район).

Кайнозойская минерагеническая эпоха на рассматриваемой территории имеет важное самостоятельное значение, прежде всего в связи с формированием в конце кайнозоя аллювиальных россыпей золота и олова. Металлоносные россыпи формировались на протяжении всего квартала, о чем свидетельствует их наличие на речных террасах практически всех уровней. Однако наиболее важное практическое значение имеют голоценовые россыпи. Вместе с тем, наличие реликтов золотосодержащего аллювия на выровненных водоразделах крупных речных систем (на высотах

более 100 м над урезом воды) указывает на то, что формирование россыпей могло происходить и в плиоцене, и в более ранние периоды.

Выделяются три основных периода россыпеобразования: плиоцен-ранннеоплейстоценовый, средне-поздннеоплейстоценовый и поздннеоплейстоценовый—голоценовый. В отдельных случаях устанавливаются более древние (меловые) промежуточные коллекторы золота. В плиоцен-ранннеоплейстоценовое время формировались аллювиальные, долиново-впадинные россыпи за счет коренных проявлений, вскрытых эрозией, промежуточных коллекторов, а также за счет переотложения продуктов палеогеновой коры выветривания. В последующие эпохи аллювиальные, аллювиально-делювиально-долинные и ложковые, а также водно-ледниковые россыпи были образованы при перемыве более древних россыпей и коренных проявлений золота.

Кайнозойские межгорные впадины рассматриваемой территории благоприятны для формирования бурых углей. Бурые угли залегают в олигоценовых отложениях Балыгычано-Буяундинской впадины (Эльгенская угленосная площадь) и в миоценовых Верхнекупкинской впадины (Верхне-Купкинская потенциальная угленосная площадь).

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

Выявленные и обобщенные закономерности размещения полезных ископаемых позволяют констатировать, что территория листа Р-56, несмотря на многолетнюю интенсивную добычу здесь благородных металлов, до сих пор остается весьма перспективной и прежде всего в отношении золота и серебра. Вместе с тем, разнообразие геологических обстановок и проявлений полезных ископаемых на территории листа позволяют определить высокие перспективы площади и на другие виды минерального сырья.

**Нефть и газ.** С ниже-среднепалеозойскими отложениями Омuleвского и Приколывского поднятия связывается потенциальная нефтегазоносность, выделяется Омuleвский потенциальный нефтегазоносный район, возможно представляющий собой краевую часть Индигиро-Зырянской нефтегазоносной провинции. Наиболее перспективными нефтегазоносными структурами могут считаться Ирюдийский купол и Уяринское поднятие. Мощность осадочных толщ, учитывая вероятную sdвоенность и строенность разреза, достаточна для образования и сохранности залежей углеводородного сырья. Уровень катагенического преобразования РОВ отвечает термодинамическим условиям реализации главной зоны нефтеобразования. Апробированных и утвержденных прогнозных ресурсов на этой территории пока нет. В авторском варианте прогнозные ресурсы углеводородов на Омuleвском поднятии оценивались объемно-генетическим методом по аналогии с Турухано-Норильским нефтегазоносным районом, значения коэффициента аккумуляции принимались в пределах 0,1—0,3%. Ресурсы определены в количестве 34,4 млн т УУВ, ресурсы газа могут быть оценены в 7 млрд м<sup>3</sup> [167]. Севернее листа Р-56 битумы

установлены также в каменноугольных отложениях Приколымского поднятия, что позволяет область распространения палеозойских отложений Индигиро-Колымской системы, особенно северо-западнее территории, где они перекрыты верхнемезозойскими пологолежащими толщами, выделять в перспективный газонефтеносный бассейн [38].

Некоторые перспективы нефтегазоносности могут также связываться с шельфом Охотского моря, где в составе кайнозойского чехла выделяются три нефтематеринские толщи. При этом наиболее перспективными считаются расположенный южнее Примагаданский и находящийся северо-восточнее Шелихово-Пенжинский участки шельфа. Территория листа Р-56 не попадает в границы возможно нефтегазоносных зон, здесь выделяется только юго-западное окончание благоприятной в структурном отношении Тахтоямской антиклинали с выходом к поверхности образований сейсмогоризонта Г (сейсмотолща студеная). Сейсмогоризонт предположительно сложен конгломератами, песчаниками, аргиллитами с прослоями каменного угля, туфов риолитов мощностью до 700 м. Образования характеризуются повышенными содержаниями РОВ смешанного состава с участием гумусовых компонентов. Гижигинская площадь отличается очень низкими значениями плотности ресурсов, выделенная Тахтоямская структура при рассмотрении перспектив оставлена без локализованных ресурсов [152].

**Уголь каменный.** Основные перспективы каменного угля определяются известными угленосными площадями. В Омсукчанском угленосном районе наиболее значимы Галимовский и Булурский участки. Суммарные прогнозные ресурсы района оцениваются в 4996 млн. т (табл. 10), в том числе (млн т): по категории  $P_1$  — 222,  $P_2$  — 122 и  $P_3$  — 4652. Прогнозные ресурсы Хасынской угленосной площади оцениваются в 119 млн т, в том числе по категории  $P_2$  — 15 млн т и  $P_3$  — 104 млн т [183]. Небольшие перспективы имеются у Малиновской потенциальной угленосной площади (36 млн т) и участка Первомайского месторождения (25 млн т).

**Уголь бурый.** Перспективы бурого угля определяются прогнозными ресурсами Эльгенской угленосной площади — 7713 млн т, в том числе (млн т): по категории  $P_1$  — 536,  $P_2$  — 995 и  $P_3$  — 6182 [183]. Верхне-Купкинская потенциальная угленосная площадь оценивается в 56 млн т ( $P_3$ ).

Территория листа характеризуется высокой степенью рудоносности, основными металлическими полезными ископаемыми являются золото и серебро, существенное значение имеют олово, вольфрам, медь, свинец и цинк.

**Золото и серебро.** Апробированные и утвержденные оценки прогнозных ресурсов по сумме категорий составляли 543 т золота и 34 000 т серебра (табл. 10). Однако этим ресурсный потенциал территории на благородные металлы не исчерпывается. В результате прогнозно-минерогенических исследований, проведенных при составлении комплекта карт листа Р-56, выполнена оценка (переоценка) и апробация прогнозных ресурсов на двух участках, что привело к приросту прогнозных ресурсов золота по категории  $P_3$  на 270 т, в том числе по Лазовскому рудному узлу — 120 т,

**Утвержденные прогнозные ресурсы территории листа Р-56  
по состоянию на 1.01.2003 г.**

№ п.п.	Наименование объекта	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы			Сумма $P_1 + P_2 + P_3$
			$P_1$	$P_2$	$P_3$	
<b>Горючие ископаемые</b>						
<b>Уголь каменный</b>						
1	Омсукчанская площадь (0.5)	млн т	222	122	4652	4996
2	Хасынская площадь (0.0.6)	млн т	—	15	104	119
3	Малиновская площадь (0.0.7)	млн т	—	—	36	36
4	Первомайское месторождение (V-2-7)	млн т	—	2	23	25
<b>Уголь бурый</b>						
5	Эльгенская площадь (0.0.8)	млн т	536	995	6182	7713
6	Верхне-Купкинская пл. (0.0.9)	млн т	—	—	56	56
<b>Благородные металлы</b>						
<b>Золото</b>						
7	Ат-Юряхская зона (5.1.1)	т	—	—	100	100
8	Сабаргинская РЗ (5.1.6)	т	32	50	—	82
9	Чалбыканский узел (6.0.1)	т	—	—	60	60
10	Верхне-Оротуканский узел (8.1.1)	т	2	—	100	102
11	Сулухачанский узел (8.1.2)	т	—	10	—	10
12	Нетченский РУ (8.0.5)	т	16	14	—	30
13	Иваньинский РУ (0.3.1)	т	11	28	14	53
14	Верхне-Буюндинский узел (0.3.4)	т	—	—	70	70
15	Улаханский ПРУ (0.0.5)	т	—	—	36	36
<b>Серебро</b>						
17	Гайский ПРУ (3.0.2)	тыс. т	—	—	2	2
18	Арылахский РУ (7.2.1)	тыс. т	1,7	2,9	—	4,6
19	Джагынский узел (7.2.2)	тыс. т	0,4	0,3	—	0,7
20	Каховский узел (7.3.1)	тыс. т	0,7	1,1	1,8	3,6
21	Дукатская рудная зона (7.3.2)	тыс. т	1,7	3,2	—	4,9
22	Невская рудная зона (7.3.4)	тыс. т	0,9	—	—	0,9
23	Верхне-Оротуканский узел (8.1.1)	тыс. т	0,5	—	—	0,5
24	Мякит-Хурчанский узел(8.1.3)	тыс. т	—	—	4	4
25	Среднебуюндинский (8.2.1)	тыс. т	1,3	—	1	2,3

№ п.п.	Наименование объекта	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы			Сумма $P_1 + P_2 + P_3$
			$P_1$	$P_2$	$P_3$	
26	Тенкелинский узел (8.2.2)	тыс. т	—	0,5	—	0,5
27	Ольчанский РУ (0.1.1)	тыс. т	—	—	10	10
<b>Нерудные полезные ископаемые</b> Камнесамоцветное сырье (агат)						
28	Яно-Ольская зона	т	—	230	—	230

**Суммарные ресурсы по видам полезных ископаемых**

Вид полезного ископаемого	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы			Сумма $P_1 + P_2 + P_3$
		$P_1$	$P_2$	$P_3$	
Уголь каменный	млн т	222	139	4815	5176
Уголь бурый	млн т	536	995	6238	7769
Золото	т	61	102	380	543
Серебро	тыс. т	7,2	8	18,8	34
Агат	т	—	230	—	230

по Мякит-Хурчанскому — 150 т (табл. 11). Таким образом, общее количество апробированных прогнозных ресурсов золота на территории листа увеличилось почти на 50% и составило по сумме всех категорий 813 т. Внесены коррективы в наши представления о характере минерализации соответствующих рудных узлов и районов. Так, традиционно оловорудный Лазовский узел пополнился золото-редкометалльным оруденением, что позволяет надеяться на расширение перспектив золотоносности и других известных оловоносных зон и районов. Кроме того, по многим рудным узлам имеются авторские оценки прогнозных ресурсов, обстоятельный анализ и обобщение которых приведены в ряде ранее выполненных работ [52, 59, 186]. Сводка этих оценок по листу Р-56 приведена в приложении. Общая сумма прогнозных ресурсов, определенная в авторских оценках, составила: по золоту — 2201 т, по серебру — 87 974 тыс. т. Эти цифры приводятся как информационные и до их апробации в установленном порядке могут рассматриваться в качестве неучтенного минерогенического потенциала.

При сложившейся структуре распределения полезных ископаемых, изученности территории и особенностях инфраструктуры, выделенные узлы достаточно уверенно классифицируются по продуктивности и производственной инфраструктуре. Подавляющее большинство рудных узлов с низкой продуктивностью и неблагоприятной производственной инфраструктурой располагается на юго-востоке и севере территории. Узлы с высокой продуктивностью и благоприятной производственной инфраструктурой сосредоточены в Балыгычано-Сугойской минерогенической

**Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы**

№ п/п	Вид минерального сырья 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	Золото Лазовский рудный узел Листы Р-56-VIII, IX	Нет	Au — 120 т (P <sub>3</sub> )	+120 т	ГДП-200, поисковые работы
2	Золото Мякит-Хурчанский рудный узел Листы Р-56-XX, XXI	Нет	Au — 150 т (P <sub>3</sub> )	+150 т	ГДП-200, поисковые работы

зоне, имеются в Малтано-Ольском и Среднекано-Штурмовском рудных районах.

Основными районами развития горнодобывающей промышленности в настоящее время являются Омсукчанский и Нявленгинский районы. Большая часть Омсукчанского района и даже всего Балыгычано-Сугойского прогиба характеризуется экстенсивным распределением месторождений и рудопроявлений широкого металлогенического спектра. Центральное положение в районе занимает уникальное по запасам и чрезвычайно важное в промышленном отношении золото-серебряное месторождение Дукал, обрабатываемое с 1980 г. Разведаны и другие крупные месторождения, намечается закономерный ряд месторождений по крупности, что свойственно хорошо изученным промышленно-значимым рудным районам. Для дальнейшего развития горнопромышленного комплекса района следует расширять границы проведения детальных работ в направлении флангов минерагенической зоны. Большое значение может приобрести изучение и выявление скрытого оруденения, что уже частично реализуется. В Нявленгинском рудном районе, на юге территории, на базе месторождений Джульетта и Нявленга создан своеобразный локальный очаг инфраструктуры. В дальнейшем по мере изучения и освоения других месторождений возможно развитие и возникновение нового горнопромышленного района.

Заметно снизилось промышленное развитие Среднекано-Штурмовского рудно-россыпного района, с которого начиналось освоение как территории листа, так и Северо-Востока вообще. Это, очевидно, связано с истощением богатых мелких коренных месторождений золота и золотоносных россыпей. Вместе с тем перед районом открываются значительные перспективы в связи с выявлением достаточно объемных месторождений золота с более низкими содержаниями. Вовлечению в разработки таких месторождений будет способствовать ожидаемое развитие инфраструктуры

района. Так, по завершении в ближайшие годы строительства Усть-Среднеканской ГЭС и получении более дешевой электроэнергии создадутся благоприятные условия для снижения затратных показателей при добыче полезных ископаемых. В отношении развития района может быть рассмотрен вопрос о строительстве в бассейне р. Среднекан мощной кустовой обогатительной фабрики. Здесь в значительных масштабах могут возобновиться работы по добыче золота из техногенных россыпей, а также из россыпей с тонким золотом. Россыпи тонкого золота связаны с особыми условиями транспортировки и аккумуляции металла, к этой группе объектов могут быть отнесены, например, россыпи косовые и неотектонических впадин. Технология обогащения золотосодержащих песков этих россыпей нуждается в серьезной доработке. Возможность изучения и выявления природных россыпей имеется, прежде всего, в краевых частях Сеймчано-Буюндинской впадины, техногенных — повсеместно в Среднекано-Штурмовском районе. Прогнозная оценка техногенного золота в Среднекано-Штурмовском районе составляет 27,2 т, а по южному краю Сеймчано-Буюндинской впадины — 3,4 т. Прогнозные ресурсы россыпного золота на площади Верхояно-Колымской провинции в границах листа по сумме разных категорий оцениваются в 52,5 т [52].

Балыгычанская слабоизученная минерагеническая область, располагающаяся между более освоенными Иньяли-Дебинской и Балыгычано-Сугойской зонами, отличается более благоприятным географическим положением, но слабой изученностью даже в отношении россыпной золотности. Геологические (геолого-поисковые) работы здесь могут быть развернуты в связи с расширением сферы освоения Нявленгинского рудного района. Область располагает вероятностью обнаружения мелких жильных и большеобъемных вкрапленных месторождений золота; с зонами тектоно-магматической активизации могут быть связаны месторождения серебра, олова, молибдена, прогнозируются мелкие россыпи золота.

Сеймчанская традиционно оловорудная зона также требует дополнительного доизучения и, главным образом, в отношении золотого и золото-серебряного оруденения. На золоторудном месторождении Чепак требуется проведение предварительной разведки, на Громадинском золото-серебряном рудопроявлении — поисково-оценочных работ. В связи с полученными в последнее время данными Лазовский оловорудный узел должен быть изучен на предмет обнаружения золотого и серебряного оруденения.

Далеко не полностью реализованы перспективы Охотско-Чукотского минерагенического пояса в отношении золото-серебряных месторождений. Месторождения этого типа — в настоящее время наиболее надежные и востребованные объекты золотодобычи на Дальнем Востоке России. Основной резерв здесь — слабо изученные площади за пределами хорошо освоенных рудных районов. Это, в частности, подтверждается высокой прогнозной оценкой серебра Ольчанского рудного узла, выявлением потенциальных рудных узлов за пределами известных рудных районов (Улаханский узел).



**Олово.** До середины 1950-х годов на территории листа велась интенсивная добыча олова. Впоследствии она резко снизилась и в начале 90-х годов полностью прекратилась. Неблагоприятная современная конъюнктура этого металла, отсутствие весьма крупных и богатых объектов не позволяют высоко оценивать перспективы территории в отношении олова. Однако благоприятные геологические предпосылки, развитие нескольких оловоносных магматических комплексов часто дают основания для оптимистичных авторских оценок некоторых ранее известных или потенциальных оловорудных площадей. По данным обобщения таких оценок (приложение), минерагенический потенциал олова составляет 439,24 тыс. т. Апробированных и утвержденных прогнозных ресурсов нет.

**Вольфрам.** Самостоятельная добыча вольфрамовых руд на территории листа не велась. Он извлекался как попутный компонент из руд некоторых оловянных месторождений. Собственно вольфрамовые месторождения (Гусиное, Бохапчинское) детально не разведывались и не разрабатывались. Апробированных и утвержденных прогнозных ресурсов нет. Минерагенический потенциал, оцененный по авторским материалам, составляет 423,8 тыс. т.

**Медь.** В 1930-х годах на территории листа велась пробная добыча меди на месторождении Опыт. В крупных промышленных масштабах медь не добывалась. Вместе с тем, на основании благоприятных геологических предпосылок на севере листа выделяется Ороёкская минерагеническая зона, где прогнозируются месторождения типа медистых песчаников и сланцев, а на юге — Магадано-Ямская потенциальная минерагеническая зона с прогнозируемым молибден-медно-порфировым оруденением. Утверждены прогнозные ресурсы меди в количестве 3000 тыс. т (категории  $P_2$ ) по Уптарскому узлу Магадано-Ямской зоны. Однако эти прогнозные ресурсы локализованы в основном за пределами листа. Авторская оценка Праводуксундинского рудного узла Ороёкской зоны, в составе которого находится известное месторождение Опыт, составляет 5198 тыс. т меди (категории  $P_1 + P_2 + P_3$ ). Общий минерагенический потенциал меди для территории листа оценивается не менее чем в 10 млн т.

**Свинец и цинк** извлекались как попутные компоненты из руд некоторых месторождений серебра Балыгычано-Сугойской минерагенической зоны. Балансовые запасы этих металлов учтены на месторождениях Мечта и Гольцовое этой зоны. Однако основные перспективы на свинец и цинк связаны с Таскано-Омулевской минерагенической зоной, минерагенический потенциал которой в пределах листа Р-56, по оценкам В. И. Шпикермана [113], составляет 2300 тыс. т свинца и 4600 тыс. т цинка. Еще более оптимистичную авторскую оценку для той же территории по сумме категорий  $P_2 + P_3$  дают В. И. Родионов и др. [186]: свинец — 3473 тыс. т, цинк — 9133 тыс. т. Общий минерагенический потенциал территории листа Р-56 на основе авторских оценок прогнозных ресурсов (приложение) составляет по свинцу — 4075 тыс. т, по цинку — 10 086 тыс. т. Апробированных и утвержденных прогнозных ресурсов нет.

---

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологическая изученность площади листа к настоящему времени недостаточна. На большей части территории отдельные наблюдения над подземными водами проводились в процессе среднемасштабной геологической съемки, лишь на некоторых площадях выполнены специальные гидрогеологические работы: комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка масштаба 1:200 000 (листы Р-56 IX, XXXII), эти же работы в комплексе с геоэкологической съемкой (листы Р-56-XXVI, XXVII), гидрогеологическая и гидрохимическая съемка масштаба 1:200 000 (лист Р-56-XXV). На небольшом участке южной части листа Р-56-IX проведена комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемка масштаба 1:50 000. В районах населенных пунктов разведаны месторождения подземных вод для целей питьевого и технического водоснабжения. Основные результаты гидрогеологических исследований обобщены в монографии «Гидрогеология СССР. Т. XXVI: Северо-Восток» [28] и в объяснительной записке к листу О-56; Р-56, 57 Госгеолкарты-1000 (новая серия) [31].

Гидрогеологические условия территории сложились под влиянием ряда геологических и природно-климатических факторов. К первым относится сложность геологической структуры, высокая степень литификации и дислоцированности дочетвертичных пород, а также малое распространение водоносных рыхлых кайнозойских отложений; ко вторым — распространение многолетней мерзлоты, преимущественно низко- и среднегорный рельеф с разветвленной гидросетью.

Речная сеть Магаданской области принадлежит к бассейнам рек Восточно-Сибирского и Охотского морей. Положение Охотско-Колымского водораздела создает условия, при которых реки Северного Ледовитого океана имеют большую протяженность и большую водосборную площадь. Территорию, тяготеющую к Северному Ледовитому океану, занимает бассейн Колымы с притоками протяженностью до 400 км и площадью водосбора до 10 тыс. км<sup>2</sup>. Длина рек, впадающих в Охотское море, значительно меньше, не превышает 100–150 км, водосборные площади небольшие; реки сильно врезаны, а продольные уклоны крутые. В целом на территории преобладают ручьи и малые горные реки с продольным уклоном 0,3–0,005, протяженностью 20–25 км и площадью водосбора 300–1000 км<sup>2</sup>. Меньшее значение имеют средние реки с продольным уклоном 0,005–0,001, протяженностью 50–150 км и площадью бассейна 500–5000 км<sup>2</sup>. Густота речной сети составляет 0,9–1,2 км/км<sup>2</sup>. Несмотря

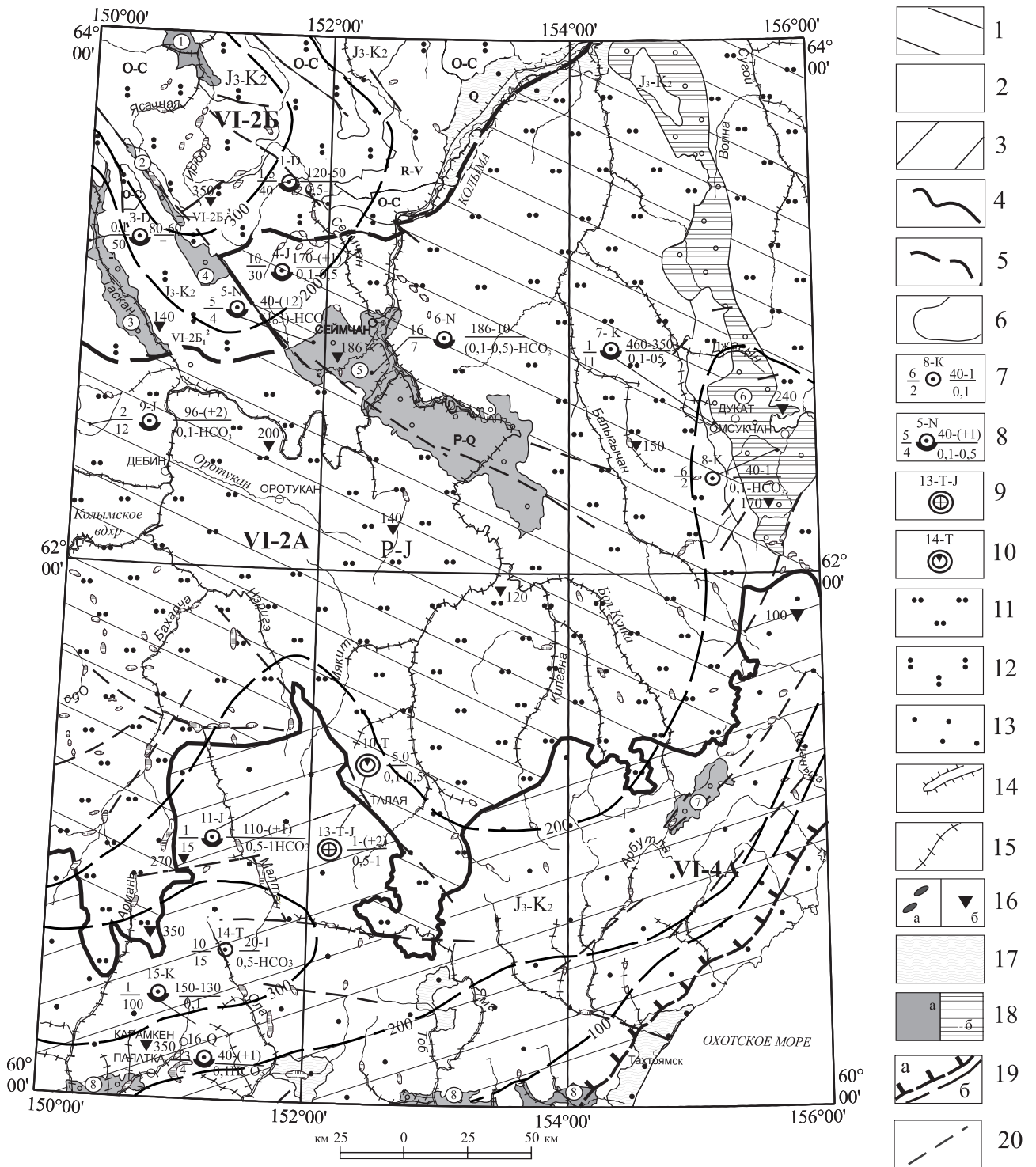


Рис. 20. Гидрогеологическая схема.

Гидрогеологические провинции Верхояно-Чукотско-Сихотэалинского региона (VI): Горно-Якутская (Верхояно-Чукотская) (VI-2) и Чукотско-Охотская (VI-4). Гидрогеологические области (бассейны): Яно-Колымская с преимущественно мезозойскими складчатыми толщами (VI-2А) и Индигирка-Колымская с преимущественно палеозойскими складчатыми толщами (VI-2Б), Приохотская с наложенными покровами вулканитов (VI-4А). Гидрогеологические подрайоны (цифры в кружках): 1 – Супканынский, 2 – Ясачненский, 3 – Тасканский, 4 – Сударский, 5 – Сеймчано-Буюндинский, 6 – Омсукчанский, 7 – Купкинский, 8 – Ямо-Тауйский.

1–3 – преобладающий тип гидрогеологических тел: 1 – пластово-блоковый (жильно-блоковый и пластовый), 2 – пластово-блоковый (жильно-блоковый), 3 – жильно-блоковый, покровно-потоковый; 4–6 – границы: 4 – гидрогеологических провинций, 5 – гидрогеологических областей, 6 – локальных гидрогеологических подразделений; 7–10 – скважины (вверху номер скважины и возраст водовмещающих пород, слева в числителе дебит (л/с), в знаменателе понижение (м); справа в числителе глубина появившегося уровня (м), в знаменателе минерализация (г/л) и формула химического состава): 7 – пройденные в таликах, 8 – вскрывшие подмерзлотные воды, 9 – вскрывшие термальные воды, 10 – вскрывшие радоновые воды, 11–13 – минерализация подземных вод (г/л): 11 – 0,1–0,5, 12 – 0,5–1, 13 – 1–3; 14 – границы сквозных таликов; 15 – сквозные талики немасштабные; 16а – наледы, 16б – пункты установленной мощности мерзлоты; 17 – бассейны грунтовых вод в четвертичных отложениях; 18–19 – подмерзлотные артезианские бассейны (подрайоны): 18а – в кайнозойских отложениях, 18б – в мезозойских толщах; 19 – граница провинций сплошной и прерывистой мерзлоты (а), изолинии мощности ММП в метрах (б); 20 – геологические разломы.

на локальные различия гидрологическому режиму рек свойственны общие черты, обусловленные физико-географическими и климатическими особенностями территории: снего-дождевое питание с ежегодным проявлением весеннего половодья и нескольких дождевых паводков (последние часто превышают весеннее половодье); промерзание малых и средних водотоков до прекращения стока в зимний период (5–6 месяцев); значительная неравномерность внутригодового стока, основной объем которого (90–100%) приходится на май–сентябрь. На реках (участках рек) с круглогодичным течением на семь зимних месяцев приходится 4–5% годового стока (бассейн Колымы) и 8–9% для бассейна Охотского моря.

Отрицательная среднегодовая температура воздуха обуславливает повсеместное развитие толщи многолетнемерзлых пород (ММП). В зависимости от характера ее распространения выделяются две мерзлотно-гидрогеологические провинции (рис. 20). Первая провинция, примыкающая к побережью Охотского моря в полосе шириной 10–80 км, характеризуется островным (50–60% площади) и прерывистым (70–80%) распространением ММП. Мощность мерзлоты здесь не превышает 100–150 м при геотермической ступени 35–80 м и среднегодовой температуре у поверхности не ниже  $-1,5$ – $-2,0^{\circ}\text{C}$ . Вторая провинция, распространяющаяся на основную часть территории, характеризуется развитием сплошной (до 95% и более) многолетней мерзлоты, прерываемой лишь на участках сквозных таликов. Мощность ММП на основной части территории в области низкогорного рельефа от 150–200 м, на участках среднегорного рельефа возрастает до 300–350 и больше. Температура пород у поверхности ММП в долинах рек изменяется от  $-3$  до  $-6^{\circ}\text{C}$ , а на водоразделах — от  $-5$  до  $-8^{\circ}\text{C}$ ; геотермическая ступень составляет соответственно 30–60 и 50–80 м. Выше ММП повсеместно располагается сезонноталый слой, мощность которого, в зависимости от положения в рельефе, экспозиции склона и литологического состава отложений, изменяется от 0,35–0,50 до 3–5 м.

Являясь совершенным водоупором, многолетняя мерзлота определяет пространственное положение водоносных горизонтов. По соотношению с ММП водоносные образования разделяются на надмерзлотные (воды сезонноталого слоя и надмерзлотных таликов), сквозных, редко межмерзлотных таликов и подмерзлотные (90%). Последние — отвечают зоне затрудненного водообмена, характеризующейся преимущественно микротрещинной водопроницаемостью пород и в меньшей степени локальной трещинной водопроницаемостью в зонах тектонического дробления. Таликовые воды сосредоточены в основном в долинах рек в зоне активного водообмена, которая отличается макротрещинной и трещинно-жильной проницаемостью пород, связанной преимущественно с гипергенными процессами. Структуры этого типа названы «линейными бассейнами стока», поскольку довольно часто соответствуют объему элементарного бассейна стока [95]. Параметры сквозных таликов в основном соответствуют масштабу рек, обычно они не выражаются в масштабе гидрогеологической схемы (рис. 20). Широкие таликовые зоны (линейные бассейны стока) выделяются в нижнем течении р. Колыма, где их ширина достигает 2 км. Такая же широкая таликовая зона, по-видимому,

сформировалась вследствие отепляющего действия поверхностных вод в районе Колымского водохранилища у западной рамки листа. Помимо бассейнов линейного стока, на площади листа имеются артезианские бассейны неотектонических впадин, выполненных кайнозойскими отложениями, верхним водоупором для них служит толща ММП.

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В соответствии с «Перечнем гидрогеологических районов для ведения Государственного водного кадастра» [70] наиболее крупной структурной единицей рассматриваемой территории и за ее пределами является Верхояно-Чукотско-Сихотэалинский регион (VI), включающий Горно-Якутскую (VI-2) и Чукотско-Охотскую (VI-4) провинции (рис. 20). Горно-Якутская провинция представляет собой сложную систему мерзлотных бассейнов корово-блоковых (пластово-блоковых, блоково-пластовых и пластовых) вод; Чукотско-Охотская провинция — сложная система мерзлотных бассейнов пластово-блоковых (корово-блоковых, покрово-потоковых и пластовых) вод. Граница между ними проходит по северному краю Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Горно-Якутская (Верхояно-Чукотская) провинция, согласно геологическому делению, охватывает две области (бассейна): Яно-Колымский бассейн пластово-блоковых (жильно-блоковых и пластовых) подмерзлотных и таликовых вод (VI-2А) и Индигиро-Колымский бассейн пластово-блоковых (жильно-блоковых) подмерзлотных и таликовых вод (VI-2Б). Чукотско-Охотская провинция на территории листа представлена Охотским бассейном жильно-блоковых, покрово-потоковых подмерзлотных и таликовых вод (VI-4А).

На площади всех перечисленных структур распространены четвертичные образования различных генетических типов. В большинстве случаев мощность их невелика (5–15 м), они бывают полностью промерзлены. Практическое значение имеет водоносность аллювиальных, ледниковых и других грубообломочных отложений на площадях прерывистого развития многолетнемерзлых пород или в таликовых зонах. Их коэффициент фильтрации может составлять единицы—сотни метров в сутки, а удельный дебит скважин — десятки кубических дециметров в секунду. Повсеместно распространены также небольшие и более крупные (площадью до 1000 км<sup>2</sup>) интрузивные массивы. В них так же, как и в основных бассейнах, развиты трещинные и трещинно-жильные воды. Характерна высокая обводненность массивов в долинах рек при отсутствии или прерывистости мерзлых пород и низкая — на водоразделах и площадях развития ММП.

### Яно-Колымская гидрогеологическая область (VI-2А)

Региональным базисом дренирования области служит р. Колыма с крупнейшими притоками Бохапча, Буюнда, Балыгычан и Сугой. Ширина сквозных таликовых зон в долинах рек изменяется здесь от первых сотен метров до 2–3 км. Бассейны трещинных и трещинно-жильных вод здесь

развиты преимущественно в мезозойских осадочных породах верхоянского комплекса (P–J), представленных песчано-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками. Максимальной продуктивностью характеризуются сквозные талики, где до глубины 100–180 м коэффициент фильтрации водоносных пород составляет десятые доли–единицы м/сут, водопроницаемость десятки–сотни м<sup>2</sup>/сут. Удельный дебит скважин достигает 3–5 л/с (Дукатское, Сеймчанское и другие месторождения подземных вод). В подмерзлотных условиях водопроницаемость крайне низкая, коэффициент фильтрации — стотысячные–тысячные доли м/сут, водопроницаемость сотые–десятые доли м<sup>2</sup>/сут, удельный дебит скважин — десятитысячные–сотые доли л/с. И только в крупных долинах и впадинах при наличии в водотоках выше по потоку подземных вод водопоглощающих таликов, обуславливающих достаточно активный подземный сток, под ММП отмечаются довольно обильные водоносные зоны (в интервале глубин 20–60 м) трещинного типа проницаемости с удельным дебитом скважин до 0,5 л/с, водопроницаемость пород 20–100 м<sup>2</sup>/сут.

В восточной части области расположен Омсукчанский подмерзлотный артезианский бассейн мезозойского возраста (6), представляющий собой одноименную мезозойскую впадину, чехол которой сложен нижнемеловыми угленосно-терригенными породами. Фундаментом служат терригенные породы верхоянского комплекса. В гидрогеологическом отношении это бассейн трещинно-пластовых и трещинных вод. Водоносность разреза изучена до глубины 200 м. Отложения водоносной таликовой зоны отличаются высокой водообильностью (удельные дебиты до 6 л/с) и водопроницаемостью (30–550 м<sup>2</sup>/сут). Параметры относительно водоносной зоны уступают на 1–2 порядка: удельный дебит скважин 0,002–0,42 л/с, водопроницаемость 0,2–18 м<sup>2</sup>/сут. Напор подземных вод 60–123 м. Химический состав вод изменяется от гидрокарбонатного до гидрокарбонатно-сульфатного с минерализацией 0,05–0,8 г/л. На эксплуатации водоносной таликовой зоны базируется водоснабжение ряда поселков (Невский, Дукат, Индустриальный). Утвержденные запасы на месторождениях подземных вод составляют от 0,7 м<sup>3</sup>/сут (Невское) до 20,88 м<sup>3</sup>/сут (Дукатское-2).

В центральной части области выделяется Сеймчано-Буондинский подмерзлотный артезианский бассейн (5) подземных вод площадью 120 × 30 км. Основными водными артериями, дренирующими бассейн, являются Колыма и ее притоки — реки Эльген и Буонда. Долины водотоков широкие (1,5–2,5 км), корытообразные, с террасами от 3–5 до 40–60-метрового уровней. Верхний комплекс Сеймчано-Буондинского бассейна сложен кайнозойскими отложениями и четвертичными осадками (P–Q) мощностью до 1400 м, нижний — дислоцированными толщами верхоянского комплекса. Мощность криогенного водоупора колеблется от 200 до 300 м, наименьшая (до 100 м) приурочена к поймам рек, под руслами которых существуют сквозные талики. Криогенный водоупорный комплекс, так же как и таликовый комплекс, представлены кайнозойскими гравийно-галечниковыми отложениями с песчано-глинистым, песчаным и суглинистым заполнителем. Порово-пластовые воды приурочены к рыхлым песчано-гравийным отложениям, а трещинно-пластовые и трещинные —

к пластам конгломератов и бурых углей. Водообильность отложений связана с фациальной изменчивостью осадков, удельные дебиты скважин 0,5–5 л/с, водопроницаемость достигает 900 м<sup>2</sup>/сут. Относительно водоносный кайнозойский подмерзлотный комплекс представлен преимущественно уплотненными песками, алевролитами, глинами, конгломератами и бурым углем. Напор артезианских вод в среднем составляет 150–200 м. Химический состав подземных вод преимущественно карбонатный натриевый с минерализацией от 0,2 до 2,5 г/л. Наблюдается увеличение минерализации с глубиной. Воды высокой минерализации приурочены к угленосным отложениям, воды с минерализацией 0,2–0,5 г/л — к грубо-терригенным безугольным породам. Подземные воды бассейна нередко имеют запах сероводорода, отдельные скважины газифицированы. Состав газа метановый.

### **Индигино-Колымская гидрогеологическая область (VI-2Б)**

К Индигино-Колымской области на территории относятся части Омудевского и Приколымского поднятий, представляющих собой бассейн пластово-блоковых (жильно-блоковых) подмерзлотных и таликовых вод в верхнепротерозойских метаморфических породах (R–V), в палеозойских карбонатных толщах (O–C) и в мезозойских вулканогенно-терригенных отложениях (J<sub>2</sub>–K<sub>1</sub>). Региональным базисом дренирования бассейна служат р. Таскан и верховья рек Омудевка и Ясачная. Породы проморожены на глубину более 200 м.

Водоносность рифейских кварцито-песчаников изучена в таликовой зоне трещиноватости в пос. Глухариный (за северной рамкой листа). При вскрытой мощности этих пород 30 м водообильность составила 6–7 л/с, водопроницаемость 700 м<sup>2</sup>/сут. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые с минерализацией 0,4–0,5 г/л. Водоносность палеозойских карбонатных пород изучена в таликовой водоносной зоне в долине р. Тирехтях (приток р. Таскан) и на Таскано-Встреченском месторождении подземных вод, где удельный дебит скважин, вскрывших таликово-подмерзлотные трещинно-карстовые воды, составил 0,03–3 л/с. Вскрытая под мерзлотой водоносная зона трещиноватости и закарстованности (происходили провалы бурового снаряда на 1–1,5 м) сообщается с дневной поверхностью через талики в пойме руч. Тирехтях. Подмерзлотные воды изучены в долине р. Сеймчан, где удельный дебит скважин составил 0,001–0,1 л/с. Химический состав подмерзлотных и таликовых вод гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-хлоридный с минерализацией 0,1–0,7 г/л.

Вероятным самостоятельным водоносным комплексом могут быть мезозойские терригенные и терригенно-вулканогенные отложения Лыглыхтахского и Илин-Тасского грабенов, составляющие обособленный структурный этаж. Разнообразный литологический состав, присутствие вероятно проницаемых конгломератов и песчаников, большая мощность (до 2000–3000 м) которых определяет присутствие порово-пластовых и трещинно-пластовых вод, возможное формирование

Лыглытахского и Илинъ-Тасского подмерзлотных артезианских бассейнов. Эта площадь в гидрогеологическом отношении почти не изучена, по отрывочным данным известно, что подмерзлотные воды относятся к гидрокарбонатному магниевое-кальциевому типу, имеют высокую жесткость (1,62–2,61 мг-экв/л, минерализация 100–132 мг/л) [74].

В пределах области выделяются четыре подмерзлотных артезианских бассейна кайнозойского возраста: Супканьинский (1), Ясачненский (2), Тасканский (3) и Сударский (4). Мощность верхнего комплекса этих бассейнов (осадочного кайнозойского чехла –150–200 м) сопоставима с мощностью криогенного водоупора, и тем не менее полностью исключать существование подмерзлотного кайнозойского водоносного комплекса не следует, в связи с недостаточной изученностью бассейнов.

### Чукотско-Охотская провинция (VI-4)

Провинция представлена на территории листа Приохотской гидрогеологической областью (VI-4А). Бассейны трещинных и трещинно-жильных вод развиты здесь преимущественно в мезозойских эффузивах ( $J_3$ – $K_2$ ) кислого, среднего и основного состава, среди которых присутствуют покровы базальтов и вулканогенно-осадочные толщи. В долинах рек со сквозными таликами до глубины 80–160 м коэффициенты фильтрации водоносных пород составляют десятые доли–единицы, реже десятки м/сут, водопроницаемость — десятки–сотни м<sup>2</sup>/сут, удельный дебит скважин — от десятых долей до 5 л/с. На водоразделах и в долинах, при отсутствии сквозных таликов, коэффициент фильтрации водоносных пород варьирует от сотых до тысячных долей м/сут, водопроницаемость — от сотых долей до единиц м<sup>2</sup>/сут, удельный дебит скважин изменяется в пределах тысячных–сотых долей л/с. При этом основная водоносность на площади развития ММП приурочена непосредственно к подмерзлотной зоне дезинтеграции пород, расположенной в 10–50 м ниже мерзлоты. Отличительной чертой Приохотской области является ее расположенность как в области развития сплошной (70%), так и прерывистой мерзлоты (30%). Зона прерывистой и островной мерзлоты протягивается вдоль побережья Охотского моря. Коэффициент таликовости характеризуется максимальной для Магаданской области величиной — 0,3.

Приохотская область занимает ведущее положение по наличию термоминеральных источников подземных вод, приуроченных на территории листа, как правило, к разрывным нарушениям в гранитных интрузиях. В долине р. Талая действуют высокотермальный Тальский источник (85–92°С) с хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми кремнистыми (125–150 мг/л) водами, минерализацией 0,5–0,6 г/л и слаборадоновый источник с содержанием радона 50–140 эман. Источником обогащения вод радоном является повышенное содержание в породах акцессорных радиоактивных минералов. По химическому составу радоновые воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 0,08–0,15 г/л. Здесь же расположено месторождение иловых грязей, основные ресурсы которого сосредоточены в оз. Щучье.



В Приохотской области расположены Купкинский (7) и Ямо-Тауйский (8) подмерзлотные артезианские бассейны в породах кайнозойского возраста. Последний заходит на территорию листа северными окончаниями и приурочен к системе сравнительно небольших неотектонических впадин в пределах вулканогенного пояса. Мощность подмерзлотного комплекса Верхне-Купкинского бассейна по всей вероятности незначительна: при мощности чехла 240 м мощность криогенного водоупора составляет порядка 100–200 м. В гидрогеологическом отношении бассейн не изучен. Водоносные горизонты порово-пластовых и пластово-поровых вод таких бассейнов имеют очень низкую водопроницаемость (сотые–тысячные доли м/сут) и водопроницаемость (сотые доли–первые единицы м<sup>2</sup>/сут); удельный дебит не превышает сотых долей л/с. В зоне свободного водообмена, на площади отсутствия многолетнемерзлых пород (под долинами водотоков), по таким артезианским бассейнам до глубины 100–200 м сформировались бассейны трещинных вод. Водопроницаемость пород в этих бассейнах составляет десятые доли–единицы м/сут, водопроницаемость — десятки–сотни м<sup>2</sup>/сут, удельный дебит скважин — десятые доли–единицы л/с.

По условиям формирования подземных вод и характеру водообмена гидрогеологический разрез на основной территории листа представляет собой одноэтажное строение. Региональные литолого-формационные водоупоры не получили широкого развития. Роль верхнего регионального водоупора выполняет толща ММП, покрывающая 75–95% площади области. Остальная часть территории приходится на область развития таликовых зон, приуроченных к долинам водотоков.

Общая характеристика всех выделенных кайнозойских и мезозойских артезианских бассейнов сводится к следующему: в геоморфологическом плане они представляют собой равнины; в структурном отношении являются рифтогенными впадинами; в гидрогеологическом плане являются артезианскими бассейнами подмерзлотных порово-пластовых и пластово-трещинных вод с замороженным чехлом до 200–400 м; характеризуются преимущественно затрудненной связью с атмосферой и напорно-восходящей фильтрацией, метеогенным генезисом и слабым характером дренированности.

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Под влиянием природных факторов сложилось пять генетических групп водоносных образований:

1) рыхлые отложения четвертичного возраста с порово-пластовой водопроницаемостью, сформированной в основном в процессе седиментогенеза;

2) слабоуплотненные и рыхлые кайнозойские отложения в зоне активного водообмена с порово-пластовым, пластово-поровым, трещинным и трещинно-жильным типами водопроницаемости, сформированной процессами седиментогенеза и гипергенеза;

3) уплотненные кайнозойские отложения в зоне затрудненного водообмена с остаточной порово-пластовой, пластово-поровой, а также микро-трещинной и локально-трещинной проницаемостью, сформировавшейся в ходе диагенеза и тектонических процессов;

4) литифицированные разновозрастные осадочные, метаморфические и магматические породы в зоне затрудненного водообмена с региональной микро-трещинной и локально-трещинной (по тектоническим разломам) водопроницаемостью, сформированной процессами метагенеза, катагенеза, тектогенеза;

5) те же породы, но в зоне свободного водообмена, характеризующиеся трещинной, трещинно-жильной и трещинно-карстовой водопроницаемостью (в различных комбинациях), сформированной преимущественно гипергенными процессами.

С учетом характера скоплений подземных вод, возраста водовмещающих пород и соотношений с ММП на территории листа выделяется девять гидрогеологических подразделений.

1. Сезонно-водоносные горизонты приурочены к сезонноталому слою, формирующемуся в четвертичных образованиях различного генезиса. Это верхняя часть аллювиальных, ледниковых, водно-ледниковых отложений в днищах речных долин, щебнисто-супесчаных отложений на пологих склонах водоразделов. Наиболее распространены сезонно-водоносные гравийно(валунно)-галечниковые, щебнисто-(дресвяно)-глыбовые отложения с песчаным, супесчаным, суглинистым заполнителем. Их мощность изменяется от десятых долей до 3–5 м. По химическому составу воды этого горизонта близки к поверхностным водам и относятся к гидрокарбонатным, хлоридно-гидрокарбонатным, иногда сульфатно-гидрокарбонатным кальциевым, кальциево-натриевым типам с минерализацией 0,02–0,1 мг/л, общей жесткостью 0,04–1,5 мг-экв/л, рН 6–8. Воды сезонноталого слоя распространены повсеместно, в летнее время питают поверхностные воды, осложняют строительство технических сооружений.

2. Водоносный горизонт в аллювиальных отложениях встречается в русловой и пойменной частях речных долин. Его мощность колеблется в пределах 5–50 м (обычно 10–30 м); ширина обычно не превышает 100–300 м, максимальная (до 3–5 км) установлена в долине р. Колыма. Подстиляется горизонт либо криогенным водоупором, либо дочетвертичными водоносными образованиями, с которыми имеет гидравлическую связь. Воды порово-пластовые, преимущественно безнапорные. В зимний период на отдельных участках благодаря формированию сезонно-мерзлого слоя они могут приобретать незначительный (1–3 м) напор. Водообильность (q) горизонта зависит от гранулометрического состава отложений, удельные дебиты скважин 0,2–20 л/с, водопроницаемость (Т) 20–2000 м<sup>2</sup>/сут, коэффициент фильтрации (Кф) 1–250 м/сут и более. Естественные ресурсы аллювиального горизонта колеблются в очень широких пределах: от сотен до тысяч м<sup>3</sup>/сут, в долине р. Колыма достигают десятков тысяч м<sup>3</sup>/сут. По химическому составу воды обычно гидрокарбонатные, хлоридно-(сульфатно)-гидрокарбонатные кальциевые и

натриево-кальциевые с минерализацией 0,05–0,15 г/л. Общая жесткость 0,3–0,7 мг-экв/л, рН 6–8.

3. Водоносный горизонт в ледниковых и водно-ледниковых отложениях приурочен к валунно-галечным и галечно-гравийным отложениям с супесчаным заполнителем. Мощность горизонта изменяется от 10–30 м в подмерзлотной зоне и до 60–100 м в таликах. На юге территории, в Маяканской впадине эти отложения обводнены практически на всей площади, в других случаях водоносные отложения чередуются с нацело промороженными породами, характеризуясь спорадическим обводнением. Воды порово-пластовые, напорные в подмерзлотной зоне и безнапорные в таликах; залегают соответственно на глубинах 10–70 и 0,5–50 м. Уровни напорных вод устанавливаются на 10–50 м от поверхности. Водообильность горизонта 0,03–9,4 л/с,  $T = 5 - 1450 \text{ м}^2/\text{сут}$ , расходы источников 1,5–10 л/с. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией 0,1–1,0 г/л, общая жесткость 0,3–3,8 мг-экв/л, рН 6,5–8. В бактериологическом отношении воды здоровые (коли-индекс менее 3) и отвечают требованиям ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая». Температура, в зависимости от времени года, варьирует от 0,2 до 3,0°C.

4. Водоносный комплекс кайнозойских ( $P_3-Q$ ) отложений приурочен к рифтогенным впадинам, детально изучен в хорошо освоенных районах. Водовмещающими являются палеогеновые и неогеновые терригенные угленосные и четвертичные галечниково-гравийные отложения мощностью до 500–1000 м. В рыхлых и слабоуплотнённых отложениях воды в основном порово-пластовые и порово-трещинно-пластовые. Эта часть разреза характеризуется высокими показателями водоносности ( $q = 0,5-5 \text{ л/с}$ ,  $T = 100-1000 \text{ м}^2/\text{сут}$ ,  $K_f = 0,1-2 \text{ м/сут}$ ). Литифицированные породы, залегающие на глубине 150–200 м, вмещают подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные воды зоны гипергенеза со следующими характеристиками:  $q = 0,3-4,0 \text{ л/с}$ ,  $T = 50-600 \text{ м}^2/\text{сут}$ ,  $K_f = 0,2-9 \text{ м/сут}$ . Поровая водопроницаемость этой части разреза имеет резко подчиненное значение. Глубже, в зоне затрудненного водообмена, водопроницаемость пород очень слабая, микротрещинная и локально-трещинная (по тектоническим нарушениям), соизмеримая с остаточной поровой (пластово-поровой):  $q = 0,0-0,04 \text{ л/с}$ ,  $T = 0,0-5 \text{ м}^2/\text{сут}$ , а общая водопроницаемость 0,0–0,1 м/сут. Ресурсы артезианских вод этого комплекса составляют десятки тысяч  $\text{м}^3/\text{сут}$ . По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые с минерализацией обычно 0,07–0,4 г/л (до 1–3 г/л). Общая жесткость 0,3–5,6 мг-экв/л, рН 7,4–8,2, обычно характерно присутствие сероводорода (до 3 мг/л). По химическим и санитарным показателям воды не всегда отвечают ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая», отклонения бывают по минерализации и содержанию железа (до 4–6 мг/л). Температура 0,1–2,5°C, на глубинах 200–250 м — до 6–7,5°C.

5. Водоносные таликовые и относительно водоносные подмерзлотные зоны трещиноватости в терригенных породах верхоянского комплекса (P–J) на рассматриваемой территории распространены наиболее широко.

Они сформированы в условиях свободного водообмена, локальны, скважинами вскрываются от одной до пяти-семи элементарных водопроницаемых зон, перемежающихся участками водоупорных пород. Водопроницаемые зоны связаны в гидравлически единые водоносные зоны трещиноватости, не считающиеся с литологическими границами. Они размещены в днищах речных долин, имеют ширину от 100–300 м до 5–7 км. Их мощность от 60–200 м в таликах до 10–50 м под ММП. В таликах для водоносных зон характерно:  $q = 0,1–6,3$  л/с,  $T = 10–770$  м<sup>2</sup>/сут,  $Kф = 0,1–15$  м/сут; под мерзлотой —  $q = 0,03–0,77$  л/с,  $T = 4–80$  м<sup>2</sup>/сут,  $Kф = 0,2–4$  м/сут. Ресурсы вод значительны, они используются для хозяйственного и питьевого водоснабжения.

Воды трещинные и трещинно-жильные, напорные, их уровни устанавливаются от +2–5 м до 10–30 м ниже поверхности земли. Ресурсы водоносных зон составляют сотни и первые тысячи м/сут. Воды обычно гидрокарбонатные, сульфатно(хлоридно)-гидрокарбонатные кальциево-магниевого и натриево-кальциевого; минерализация 0,08–0,3 г/л. Температура их 0,1–3°C. Таликово-подмерзлотная зона в районе пос. Талая включает месторождение слабоминерализованных радоновых вод, используемых в лечебных целях.

6. Относительно водоносные зоны, расположенные ниже ММП, или водоносные зоны, сформированные в области замедленного водообмена, характеризуются очень слабой микротрещинной и локально-трещинной проницаемостью. Показатели их водоносности:  $q = 0,0002–0,01$  л/с,  $T = 0,01–0,5$  м<sup>2</sup>/сут,  $Kф = 0,0002–0,05$  м/сут. Наиболее обводнены породы непосредственно ниже подошвы ММП, в интервале мощностью 10–30 м. В остальной части подмерзлотной зоны преобладают безводные и слабоводоносные породы. Химический состав этих вод быстро меняется от сульфатно-гидрокарбонатного натриевого до сульфатного и сульфатно-хлоридного магниево-натриевого, минерализация от 0,3–0,8 до 4–5 г/л. Характерно, что по мере приближения к водоносной зоне доля гидрокарбонатов растет, а минерализация падает. Воды, как правило, по количественным, а иногда и по качественным показателям, бесперспективны для хозяйственно-питьевого использования. Исключение составляют минеральные (лечебные) воды Тальского месторождения, на базе которых функционирует курорт «Талая». Эти воды связаны с пересечением зон тектонического дробления юрских терригенных пород. Благодаря интенсивно восходящему потоку термальных (85–93°C) вод глубоких горизонтов (эффект термолифта) сохраняется высокая проницаемость водовыводящей зоны, обеспечивающая водообильность в 1–1,4 л/с при понижении уровня на 7–10 м. Воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевого кремнистые (125–150 мг/л) с минерализацией 0,5–0,6 г/л. Обращает на себя внимание повышенное содержание в них промышленно-ценных компонентов: вольфрама (0,16 мг/л) и германия (0,0002 мг/л). Интерес представляют холодные воды источников левобережья р. Колыма в районе пос. Балыгычан, содержащие литий, марганец, никель (6–62 мг/л) и серебро (0,01–0,1 мг/л), а также источник в районе пос. Сеймчан с содержанием серебра 0,01–0,1 мг/л [146].

7. Водоносные таликовые, таликово-подмерзлотные и относительно водоносные зоны трещиноватости и закарстованности (их комплексы) распространены в верхнепротерозойских (R–V) и палеозойских карбонатных отложениях (O–C) на поднятиях Индигиро-Колымской складчатой системы. Водоносные таликовые, таликово-подмерзлотные и относительно водоносные зоны трещиноватости в верхнепротерозойских кварцито-песчаниках и сланцах присутствуют на Приколымском поднятии. На территории они изучены слабо, в районе пос. Глухариный (севернее территории) разведочной скважиной глубиной 30 м под мерзлыми делювиально-щебнисто-глыбовыми отложениями (12,5 м) вскрыты напорные трещинно-жильные таликово-подмерзлотные воды. Водообильность водоносной зоны характеризуется так:  $q = 6–7$  л/с,  $T = 700$  м<sup>2</sup>/сут,  $Kф = 20$  м/сут. Воды гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевые с минерализацией 0,4–0,5 г/л, используются для водоснабжения поселка. Таликовая водоносная зона в среднедевонских карбонатно-сланцевых породах исследовалась в нижнем течении р. Терехтях, за границей территории. В интервале 25–140 м были вскрыты напорные трещинно-жильные воды гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-магниевого состава с минерализацией 0,1–0,3 г/л. Водообильность пород умеренная:  $q = 0,03–0,1$  л/с,  $T = 1–10$  м<sup>2</sup>/сут,  $Kф = 0,01–0,1$  м/сут. На Таскано-Встреченском месторождении изучались таликово-подмерзлотные трещинно-карстовые воды. Вскрытая под мерзлотой водоносная зона трещиноватости и закарстованности имеет следующие характеристики:  $q = 0,07–0,29$  л/с,  $T = 11–49$  м<sup>2</sup>/сут. Средняя мощность зоны карстовых вод 70–90 м.

8. Водоносные, чаще таликовые, таликово-подмерзлотные и относительно водоносные подмерзлотные зоны трещиноватости мезозойских терригенно-вулканогенных пород ( $J_3–K_2$ ) находятся в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Таликовые водоносные зоны залегают в днищах речных долин под аллювиальными отложениями в интервале глубин от 3–50 до 120–150 м, где соприкасаются с относительно водоносными зонами. Их обводненность:  $q = 0,1–5,0$  л/с,  $T = 10–800$  м<sup>2</sup>/сут,  $Kф = 0,1–7$  м/сут. Таликово-подмерзлотные водоносные зоны мощностью 10–100 м, располагающиеся в днищах речных долин ниже подошвы ММП, имеют:  $q = 0,05–1$  л/с,  $T = 5–60$  м<sup>2</sup>/сут,  $Kф = 0,03–2$  м/сут. При проходке разведочных штолен Карамкенского рудника водоприитоки за счет таликовых водоносных зон достигали в летние месяцы 500 м<sup>3</sup>/ч. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, хлоридно(сульфатно)-гидрокарбонатные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые. Минерализация 0,04–0,15 г/л, общая жесткость 0,4–1,6 мг-экв/л, рН 6,4–8. По химическому составу (исключение может составлять содержание железа) и бактериологическим показателям отвечают ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая». Подмерзлотные относительно водоносные зоны, как и зоны замедленного водообмена площадей островного развития ММП, характеризуются локально-трещиновой и микротрещинной водопроницаемостью. Их параметры:  $q = 0,03–0,0005$  л/с,  $T = 0,004–7$  м<sup>2</sup>/сут,  $Kф = 0,05$  м/сут.

Химический состав вод хлоридно-гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный, сульфатно-хлоридный натриево-кальциевый, кальциевонатриевый, натриево-магниевый; минерализация обычно 0,2–1,5 г/л; общая жесткость 0,7–1,7 мг-экв/л; рН 6,8–8. Температура вод до глубины 300 м составляет 0,2–1°С.

9. Водоносные таликовые и относительно водоносные подмерзлотные воды трещиноватости позднеюрских и меловых интрузивных пород (преимущественно гранитоидов) слагают массивы площадью до нескольких сот квадратных километров. В них выделяются зоны микротрещинных и трещинно-жильных вод затрудненного водообмена и наложенные бассейны трещинных и трещинно-жильных слабонапорных вод зоны свободного водообмена. Массивы характеризуются удельными дебитами скважин не выше сотых долей л/с и водопроницаемостью до первых единиц м<sup>2</sup>/с.

Таликовые водоносные зоны, как и водоносные зоны в районах островного развития ММП, распространены обычно под водоносными горизонтами аллювиальных рыхлых отложений, на глубинах от 5–30 до 40–100 м, переходя глубже в относительно водоносные зоны. Воды трещинно-жильные и трещинные слабонапорные, их уровни устанавливаются на глубинах 0,55 м. Водообильность пород изменчива:  $q = 0,03–5$  л/с,  $T = 5–400$  м<sup>2</sup>/сут,  $K_f = 0,1–5$  м/сут. Химический состав вод гидрокарбонатный, хлоридно(сульфатно)-гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, натриево-кальциевый или кальциевонатриевый; минерализация 0,03–0,2 г/л; общая жесткость 0,1–1 мг-экв/л; рН 6,3–8. Температура 0,5–5°С. Подмерзлотные локально водоносные зоны, как и зоны замедленного водообмена в провинции островного развития ММП, залегают на глубине 100–500 м и характеризуются слабой локально-трещинной и микротрещинной проницаемостью, наиболее заметно проявляющейся в верхнем 10–20-метровом интервале. Водообильность:  $q = 0,0001–0,03$  л/с,  $T = 0,01–5$  м<sup>2</sup>/сут,  $K_f = 0,0002–0,1$  м/сут. Воды хлоридно(сульфатно)-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные натриевые и натриево-магниевые с минерализацией от 0,2 г/л (у границы с зоной свободного водообмена) до 2–3 г/л и более.

## ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На территории листа преобладают массивы локально-трещинных и микротрещинных вод консолидированных пород условий затрудненного водообмена. Они занимают подавляющую часть любого геоструктурного базиса и характеризуются низкой водоносностью. Приуроченные к массивам подмерзлотные воды имеют седиментационное, ювенильное, а вблизи зон свободного водообмена инфильтрационное происхождение, что отражается в их гидродинамических, химических и температурных показателях. Ограниченное летнее питание и зимнее дренирование водами вышележащих водоносных зон обуславливают сезонные колебания

уровня вод массивов, достигающее в днищах речных долин 1–2 м. В удалении от водоносных зон (в пределах водоразделов) движение подмерзлотных вод практически отсутствует.

Для формирования подмерзлотных вод большое значение в качестве водоносных коллекторов имеют трещины, обусловленные криогенной дезинтеграцией пород. Приурочены они к нижней границе ММП и обусловлены многовековыми колебаниями мощности мерзлоты по глубине разреза в разные циклы ее формирования, а в настоящее время они развиты на участках перехода мерзлых пород в талые.

Питание подмерзлотных вод происходит в зонах водопоглощающих разломов в верховьях долин водотоков непосредственно за счет атмосферных осадков. Движение направлено от верховий к подножиям склонов и вниз по долинам, разгрузка происходит в сквозные талики, где под действием высоких гидростатических напоров подмерзлотных вод происходит интенсивный водообмен подмерзлотных и таликовых вод. Разгрузкой подмерзлотных вод по зонам водовыводящих разломов объясняется образование крупных наледей в долинах небольших водотоков. Зимой при резком сокращении или полном промерзании водотоков на участках разгрузки подмерзлотных вод образуются наледи, очень часто они приурочиваются к краевым частям крупных блоков, в местах пересечения долин разломами. На территории листа заметная концентрация наледей устанавливается в пределах Омuleвского поднятия и восточного окончания Аян-Юряхского антиклинория (рис. 20).

Для подмерзлотных вод механизм движения латерально-вертикальный, представляется как сочетание вертикальной и горизонтальной разгрузки из территориально ограниченных блоков, испытывающих геодинамическое напряжение. Вертикальные градиенты криогенного напора значительно больше латеральных. Исключение составляют участки зон глубинных разломов, выводящие термоминеральные воды. Благодаря эффекту термолифта они характеризуются достаточно активным водообменом. Генезис вод источников разнообразен: они могут быть морскими, седиментационными и др. За счет интенсивного восходящего потока термальных вод глубоких горизонтов отмечается высокая проницаемость водовыводящей зоны.

Водоносные зоны трещинных, трещинно-карстовых и трещинно-жилых вод меньше распространены, но характеризуются значительно более высокой (на 2–4 порядка) водоносностью. Формирование их предопределяется характером и мощностью региональной трещиноватости. Воды водоносных зон преимущественно инфильтрационного генезиса, питаются атмосферными осадками и поверхностными водами (через грунтовые воды рыхлых отложений), а при отсутствии поверхностного стока в зимний период — непосредственно грунтовыми водами вышележащих водоносных горизонтов. Разгружаются они в местную гидросеть, в водоносные горизонты рыхлых отложений и в относительно водоносные зоны. Уровненный режим водоносных зон зависит от ряда внешних факторов, особенно от режима поверхностных водотоков. Годовая амплитуда колебания уровня составляет 1–6 м и более. Движение подземных вод в

сквозных таликах латеральное, происходит за счет превышения областей питания над областями разгрузки.

Формирование подземных вод в артезианских бассейнах кайнозойских рифтогенных впадин также определяется геолого-структурными и геокриологическими условиями. Все они характеризуются в значительной степени промороженным осадочным чехлом, развитием вод в подмерзлотной части чехла и в фундаменте, движением подземных вод преимущественно от периферии к центру бассейна. Напор в этих структурах обеспечивается как за счет превышения областей питания над областями разгрузки, так и за счет проморозки верхней части разреза. Питание происходит по периферии бассейнов, а разгрузка в их центральных частях — по сквозным таликам. При ограниченном распространении или отсутствии ММП (в зоне развития островной и прерывистой мерзлоты) питание и разгрузка подземных вод происходят как по периферии горного обрамления — по зонам оперяющих бассейны водопроводящих разломов, так и по площади бассейна.

В зоне активного водообмена бассейны характеризуются высокими показателями водоносности и включают воды инфильтрационного генезиса. Нижняя их часть — зоны затрудненного водообмена — слабоводоносна и содержит седиментогенные и ювенильные воды, замещаемые вблизи зоны активного водообмена инфильтрационными. Годовая амплитуда колебания уровней от 0,5 до 2,0 м.

Условия формирования эксплуатационных запасов в артезианских бассейнах и их величину определяет криогенный фактор. В промороженных впадинах, без сквозных таликовых зон под долинами водотоков, основным источником формирования эксплуатационных запасов в зимний период являются естественные (преимущественно упругие) запасы, месторождения подземных вод в таких структурах мелкие. Из-за ограниченности источников формирования эксплуатационных запасов и сложности эксплуатации подмерзлотные воды используются только при отсутствии альтернативных источников водоснабжения. При ограниченном распространении толщи ММП во впадинах могут формироваться средние и довольно крупные месторождения пресных подземных вод. Источником формирования эксплуатационных запасов на этих месторождениях являются естественные ресурсы и запасы основного водоносного пласта при преобладании последних. Этому способствует большая мощность водоносных отложений (в среднем 200 м), высокое значение гравитационной водоотдачи валунно-галечниковых отложений в верхней части разреза и повышенная упругость уплотненных водоносных пород — в нижней части.

Бассейны грунтовых вод рыхлых четвертичных отложений различного генезиса характеризуются, как правило, высокими фильтрационными и емкостными показателями. Их питание осуществляется атмосферными осадками, поверхностными водами и водами нижележащих водоносных систем; разгрузка — местной гидросетью и подстилающими водоносными горизонтами. Таким образом, взаимосвязь грунтовых вод с поверхностными и нижележащими подземными водами двоякая: на одних участках



грунтовые воды питаются ими, на других дренируются. Зимой, при резком сокращении или полном промерзании живого сечения водотока, на участках разгрузки подземных вод формируются наледи, объемы которых достигают сотен тысяч и миллионов кубометров. Зимний режим грунтовых вод в долинах малых и средних водотоков с повсеместно прекращающимся стоком на участках разгрузки характеризуется стабильным положением уровня (в пределах 0,5–2,0 м). На участках отсутствия речного стока характерно снижение уровня на 5–10 м и более. В долинах крупных рек с круглогодичным стоком, а малых рек и ручьев — в сточный период, уровенный режим грунтовых вод определяется изменениями уровня поверхностных вод; амплитуда колебания уровня грунтовых вод составляет 2–6 м и более.

Сезоннотальный слой повсеместно формируется в теплое время года в кровле ММП, характеризуется малой мощностью (глубина оттайки 1–5 м) и непостоянством режима. Совместно с атмосферными осадками является источником питания для таликовых подразделений. Воды сезоннотального слоя отличаются слабой минерализацией (0,01–0,1 г/л) и преимущественно гидрокарбонатным химическим составом.

Естественные ресурсы подземных вод на территории листа вполне достаточны. В районах населенных пунктов повсеместно разведаны месторождения и водозаборы, обеспечивающие в необходимом количестве жителей питьевой и технической водой. Исходя из опыта, в местах вовлекаемых в разработку месторождений всегда имеется возможность отыскать необходимые водозаборы. Для целей водоснабжения наиболее перспективны подземные воды сквозных и надмерзлотных таликовых зон. Подмерзлотные воды значительно уступают им по степени водообильности и минерализации. Кроме того, использование подмерзлотных вод связано с определенными трудностями при эксплуатации.

Основными задачами дальнейших гидрогеологических исследований являются изыскания подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения, поиски и разведка теплоэнергетических, минеральных и промышленных вод, изучение горно-технических условий и совершенствование природоохранных мероприятий при отработке месторождений полезных ископаемых, при земле- и водопользовании.

---

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа расположена на северо-восточной окраине Азиатского континента; большая ее часть занята горными ландшафтами Яно-Чукотской горной страны, омываемой с юго-востока Охотским морем. Особенностью речной сети является ее принадлежность к двум океанам: Северному Ледовитому (бассейн Колымы) и Тихому (бассейны рек Охотского побережья). Граница проходит по Охотско-Колымскому водоразделу, смещенному в сторону Охотского моря. Наиболее крупными притоками Колымы являются Буюнда (434 км), Бохапча (212 км), Таскан (232 км). Длина рек, впадающих в Охотское море, значительно меньше — не превышает 100–150 км. Большая часть гидросети представлена ручьями и малыми горными реками протяженностью 20–50 км с продольным уклоном 0,3–0,005. Основной особенностью питания рек на описываемой территории является его смешанный характер: 80–90% приходится на снего-дождевое питание и только 10–20% принадлежит подземным водам, тающим наледям и ледникам. Суровые климатические условия определяют крайне неравномерное внутригодовое распределение стока. Почти весь сток (95–100%) проходит во время теплого сезона года. Зимой подавляющая часть рек лишена поверхностного стока, кроме наиболее значительных рек, где он составляет всего несколько процентов от годового. После продолжительного холодного сезона наступает весеннее половодье с очень резким и интенсивным подъемом уровня воды в реках. В бассейне Колымы максимальный расход воды происходит в первой декаде июня, он может превышать средний расход в 20–30 раз. Интенсивное питание рек в этот период способствует развитию твердого стока. Среднегодовая мутность большинства рек изменяется в пределах 50–100 г/м<sup>3</sup>, мутность меньше 50 г/м<sup>3</sup> отмечена для рек Сеймчан и Сугой. Несколько повышенная мутность наблюдается в реках, стекающих в Охотское море, что связано с присутствием довольно рыхлых вулканических отложений [80].

Сочетание сложившихся природных факторов приводит к формированию двух типов климата (граница проходит по Охотско-Колымскому водоразделу): резко континентального с очень морозной зимой при средней температуре января минус 29 °С—минус 40 °С в бассейне Колымы и умеренно континентального и морского с морозной зимой (средняя температура января минус 12 °С—минус 29 °С) на Охотском побережье. Распределение осадков крайне неравномерно: в пределах Охотско-Колымского нагорья и в прибрежной зоне в год выпадает около 700 мм;

в континентальных районах, закрытых от моря горными сооружениями, — 240–400 мм.

По климатическому районированию описываемая территория в основном входит в пределы климатической зоны северного полушария — зоны тундры и лесотундры, и только в долине Колымы существует климатическая зона тайги (хвойных лесов).

Процесс почвообразования, происходящий в суровых климатических условиях, затрудняется близостью многолетнемерзлых пород, ограничивающих жизнедеятельность почвенных организмов. Для большинства почв характерна малая мощность почвенного слоя, большая кислотность и бедность органическими и минеральными веществами. В горных областях, расположенных выше границы лесной зоны, развиты горно-тундровые почвы, лишенные перегноя. Лишайниковая растительность с полуразложившимися остатками лежит непосредственно на крупнообломочных дресвяно-щебнистых образованиях. В пределах лесной зоны распространены кислые таежные почвы с малым содержанием перегноя и соединений калия и фосфора. На Охотском побережье формируются подзолистые почвы. В поймах большинства рек распространены дерново-луговые аллювиальные почвы, составляющие основной фонд земледелия, хотя они тоже бедны перегноем, имеют кислую реакцию, бесструктурны и склонны к заболачиванию.

Подавляющая часть площади листа представляет собой горно-таежные ландшафты в различной степени расчлененного среднегорья и низкогогорья с элювиальными и делювиальными склоновыми процессами, а также ландшафты предгорных делювиально-солифлюкционных шлейфов. По морфологическим признакам, генетическим особенностям, ассоциациям растительности и составу почвенного покрова выделено шесть типов ландшафта.

Элювиальный природный ландшафтный комплекс представлен разновысотными поверхностями выравнивания (500–1000 м), представляющими собой плоские или слабовыпуклые водоразделы, сформированные комплексной денудацией на дислоцированных породах верхоянского комплекса и на фрагментарно сохранившемся грубообломочном аллювии древней гидросети. Комплекс обладает средней геодинамической устойчивостью. На отдельных участках эти выровненные поверхности переувлажнены и слабо заболочены. Ведущими современными ландшафтообразующими процессами здесь являются денудация, морозобойное растрескивание и криогенное выветривание.

Трансэлювиальные природные ландшафтные комплексы, занимающие основную часть территории, объединяют среднегорный альпинотипный, среднегорный сглаженный и низкогогорный горно-склоновые типы местности.

Участки альпинотипного среднегорья, развитые преимущественно на юго-востоке территории, в наибольшей степени подвержены влиянию современных неблагоприятных геодинамических процессов. Более 30% поверхности слагающих их склонов покрыты крупнообломочными подвижными осыпями, лишенными растительного покрова. Часты ледниковые

формы рельефа, часто сопровождающиеся современными снежниками. Верховья рек и ручьев, прорезающих склоны в области альпинотипного среднегорья, характеризуются крутым продольным профилем, глубоким врезом, локальным проявлением крупноглыбовых курумников.

Ландшафт сглаженного среднегорья характеризуется сравнительно меньшей интенсивностью геодинамических процессов. Здесь преобладают склоны средней крутизны, а подвижные крупнообломочные осыпи занимают 20–30% площади. Широко развито криогенное выветривание, склоны сопровождаются осыпями, а у подножия коллювием. Растительность развита слабо, встречаются редкие лиственницы, отдельные массивы кедрового стланика и ольхи.

Для ландшафта низкогорья характерны широкие сглаженные водоразделы и пологие и средней крутизны задернованные склоны, на которых интенсивно проявлены делювиально-солифлюкционные процессы. Развитию осыпей препятствует лиственничный лес с густым подлеском из ольхи и кедрового стланика.

Аккумулятивные природные ландшафтные комплексы включают долинный и равнинный типы местности. Широкие (местами до 20 км) террасированные долины характеризуются многоэтапным действием эрозии. В поймах рек распространены старичные озера, для долины р. Колыма характерны крупные отшнурованные меандры. В пределах неотектонических впадин наблюдаются веера блуждания русел рек. Широко проявлены мерзлотные процессы, а в зимнее время формируются гидролакколиты и наледи, многие из которых не стаивают за летний сезон — летующие наледи. Размеры гигантских наледей достигают 10 км в длину и 1 км в ширину, мощность льда до 1–2 м. Такие наледи развиты в долинах рек Таскан, Бохапча, Балыгычан, Бол. Купка и др. По периферии наледных полей обычно развиваются гидролакколиты. В долинах рек произрастают лиственничные леса с густым ерниковым подлеском, в поймах крупных рек — чозения, тополь и ива с густыми зарослями кустарника.

На плоской холмисто-западинной поверхности равнин неотектонических впадин распространены песчаные и песчано-глинистые осадки озерно-аллювиальных и флювиогляциальных отложений, широко развиты процессы криогенной группы. Рыхлые отложения содержат прослой глины, покрытых льдистыми торфяниками, что обуславливает развитие криогенных процессов: заболоченности, бугров пучения и термокарста, пластового и повторно-жильного льда. Последние широко развиты в Ясачненской, Тасканской и других равнинах, а также в долинах водотоков на участках пойм и низких надпойменных террас. Это некрупные (3–4 м вертикальной мощности и 2–3 м шириной) клиновидные жилы эпигенетического типа, залегающие в виде полигональной решетки. Пластовые залежи инъекционного и сегрегационного льда встречаются в термоэрозионных уступах речных долин и термокарстовых озер. Пластовые залежи льда мощностью от 1 до 20 м наблюдаются в долинах рек Лыглыхтах, Сеймчан, Таскан, Талая и др.

В результате районирования территории по геодинамическим условиям выделяются две группы ландшафтов, соответствующие напряженной

и удовлетворительной обстановке. К первой группе отнесены ландшафты среднегорья, характеризующегося наиболее развитыми процессами гравитационного сноса, которым способствует слабая задернованность и залесенность склонов, ко второй — остальные типы ландшафта как наиболее благоприятные для условий проживания человека.

Некоторое значение имеют особенности сейсмичности. Территория сейсмична, по общему сейсмическому районированию Северной Евразии большая центральная часть территории листа входит в зону 7-балльной сейсмической активности по шкале MSK-64, что позволяет вести строительство многоэтажных зданий. Продолжающиеся и в настоящее время дифференцированные движения отдельных участков территории, очевидно, связаны с тектоническими разломами, к которым иногда приурочены палеосейсмодислокации. Зона разлома Улахан сопровождается несколькими очагами сильных землетрясений магнитудой до 5,4 [86]. С разломами Охотско-Анадырской рифтовой системы, прослеживающейся через юго-восточную часть территории, связываются также землетрясения, происходящие на глубинах 10–30 км с магнитудой до 6,7 баллов.

Различные условия миграции химических элементов в природе определяют геохимическую устойчивость природных ландшафтов и зависят от сорбционной способности пород, отложений и почв; по этому признаку на территории листа выделяются три группы ландшафтов. Наибольшей способностью к миграции и, как следствие, высокой геохимической устойчивостью обладают ландшафты гор с крутосклонным рельефом. Средней степенью геохимической устойчивости характеризуются ландшафты низкогорья. Менее высокая геохимическая устойчивость их объясняется повышенным содержанием глинистого и торфянистого материала в составе делювиально-солифлюкционных отложений пологих склонов, способствующих накоплению химических элементов. Долины и низменности обладают наименьшей геохимической устойчивостью за счет высокой аккумулялирующей и сорбционной способности илисто-глинистой фракции аллювиальных и озерно-болотных отложений и более развитых торфяно-минеральных почв с мощностью торфяного слоя до 30–40 см.

Оценка природных эколого-геохимических условий осуществлялась на основании роли и вклада в общую картину геохимического поля элементов экологического загрязнения. Для этого использовались данные о содержании и распределении элементов первого (As, Be, Hg, Pb, Zn, Bi), второго (Cr, Co, Ni, Mo, Cu) и третьего (Ba, W, Mn, V) классов экологической опасности [99].

В соответствии с нормативными материалами для донных отложений применялся суммарный показатель загрязнения (нагрузки)  $СПЗ = \sum K_k - (n - 1)$ , где  $\Sigma$  — сумма коэффициентов концентрации,  $n$  — число элементов. Коэффициенты концентрации ( $K_k$ ) определялись как отношение содержания к фону. По отношению к предельно допустимым концентрациям (ПДК) содержания элементов не нормировались в связи с тем, что данная территория имеет определенную природную

спецификацию и здесь, например, фоновое содержание мышьяка в 10 раз превышает установленные ПДК (20 г/т против 2 г/т). Кроме того, в природных условиях химические элементы находятся в связанной форме и не представляют экологической опасности. Химические элементы и их соединения в подвижной форме составляют незначительный процент от их валовых содержаний в связи с повсеместным развитием многолетнемерзлых пород и малой мощностью (0,3–0,7 м) сезонноталого слоя.

Контуры аномалий по суммарному показателю природного загрязнения показаны на карте по сумме Кк трех классов экологической опасности. Основным природным загрязнителем территории являются ртуть и мышьяк. Крупные аномалии ртути развиты на всей площади Немичанской гряды, сложенной вулканогенно-терригенными молассами Лыглыхтахского грабена. Здесь суммарный показатель природного загрязнения превышает 16, а на отдельных участках 32 единицы. Крупная аномалия ртути установлена на южном окончании Кэнской лавовой полосы, здесь Кк превышает 32 единицы. Аномалии мышьяка и свинца выявлены на площади Омсукчанской мульды, а также прослеживаются цепочкой с юго-запада на северо-восток по восточному окончанию Аян-Юряхского антиклинория. Всего выделено 10 участков природного загрязнения донных отложений водотоков. В связи с отсутствием аномалий элементов экологической опасности в пределах Охотско-Колымского водораздела, прилегающая акватория залива Шелихова существенному загрязнению не подвержена.

Подземные воды на большей части территории пресные с минерализацией до 0,3 г/л и по всем показателям, кроме пониженного содержания фтора, соответствуют требованиям для питьевого и технического водоснабжения. Лишь в ряде случаев подземные воды не отвечают условиям из-за повышенного содержания железа, марганца, сульфатов, нитратов, повышенной жесткости и минерализации. Наличие каждого из этих компонентов предопределено совокупностью природных факторов и составом водовмещающих пород. В широко развитых осадочных породах преобладают гидрокарбонатные натриевые воды. Подземные воды межгорных неотектонических впадин, выполненных терригенными отложениями с большим содержанием лигнитов и бурых углей, имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый состав. Нередко вода имеет запах сероводорода, что свидетельствует о восстановительной обстановке. При этом в водах отмечается повышенное содержание железа, преимущественно двухвалентного, и марганца — до 3–20 и 0,5–0,8 мг/л соответственно. Среднее содержание железа составляет 0,5–1,5 мг/л. Хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциевые воды характерны только для прибрежно-морского района, где они формируются в зоне влияния приливной деятельности моря. Минерализация их на отдельных участках достигает 2–3 г/л. Сульфатные воды появляются на площадях распространения сульфидных месторождений и рудопроявлений с богатой сульфидной минерализацией. В долинах рек, где коренные породы обнажаются при обработке россыпных месторождений золота, минерали-

зация сульфатных вод превышает ПДК в 2–3 раза. Источниками загрязнения являются хвостохранилища золотоизвлекательных фабрик, склады аммиачной селитры, шлихообогащительные установки, свалки бытовых отходов. Очаги загрязнения имеют локальный характер.

Наиболее подвержены химическому и бактериальному загрязнению подземные воды четвертичных отложений, поскольку залегают первыми от поверхности и имеют высокие фильтрационные свойства. Подземные воды коренных пород частично защищены от техногенного загрязнения глинистым элювиальным слоем мощностью до 15 м. Надежно защищены от поверхностного загрязнения только подмерзлотные воды.

Территория в отдельных районах интенсивно освоена. Основная сфера занятости населения (особенно в более ранние годы) — геологоразведка; имеются поселки, в том числе районные центры. Территорию пересекают немногочисленные шоссейные дороги, являющиеся фрагментами и ответвлениями Колымской трассы — основной транспортной артерии региона. В настоящее время в освоение вовлечены площадь Балыгычано-Сугойской минерагенической зоны (месторождения Дукат, Лунное и Арылах), Нявленгинский район (месторождения Джульетта и Нявленга), разрабатывается ряд золотых россыпей. На разрабатываемых месторождениях создаются крупные карьеры, нарушающие природные экологические системы площадей. В долинах водотоков бассейнов рек Оротукан и Среднекан в западной части территории продолжительное время велась отработка золотоносных россыпей. Здесь также существенно нарушены природные условия, широко распространены вскрышные полигоны, насыпные отвалы, хвостохранилища и отстойники промывочных вод. Местами (в долине р. Оротукан) имеются выровненные участки рекультивированных земель, постепенно зарастающие кустарником и травами, но их немного.

В целом эколого-геохимическая обстановка на территории характеризуется как удовлетворительная, напряженная свойственна участкам природных аномалий, действующих рудников, площади отработки россыпных месторождений золота. Критическая эколого-геохимическая обстановка характеризует локальные участки хвостохранилищ горно-обогащительных предприятий, действующих на золоторудных месторождениях Лунное, Джульетта, Агатовское, Дукат.

По совокупности геодинамических, ландшафтных и геохимических условий 50% территории листа характеризуются удовлетворительной эколого-геологической обстановкой. Напряженная эколого-геологическая обстановка свойственна ландшафтам среднегорья и обособленной площади низкогорного ландшафта Среднекано-Штурмовской минерагенической зоны, где долгое время производилась отработка россыпных месторождений золота. Этот участок отнесен к напряженной экологической обстановке по природно-техногенному фактору — здесь развиты терриконы и отвалы пустой породы. Кроме того, к напряженной эколого-геологической обстановке отнесены локальные участки природных аномалий с опасным уровнем загрязнения вредными химическими элементами (16–32).

Для более точной и объективной оценки экологической обстановки на территории необходимы проведение специализированных исследований и выработка мероприятий по охране окружающей среды. Учитывая работу действующих горнодобывающих предприятий и обогатительных фабрик, применяющих различные, часто небезопасные методы извлечения металлов, необходим строгий мониторинговый экологический контроль.

---



---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в ходе составления комплекта карт листа Р-56 данные отображают современный этап изучения южной части Магаданской области. Достигнуты определенные успехи в геологическом изучении территории, затрагивающей переход от океанических структур к континентальным, которые являются принадлежностью северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Геологическая карта листа Р-56 — Сеймчан составлена на основе обобщения разнообразной ретроспективной информации, включающей данные среднемасштабных геологических съемок и позднейшего доизучения, тематических исследований, материалы геофизических и геохимических работ, поисковых и поисково-оценочных работ на все виды полезных ископаемых. Выполнено дешифрирование разнообразных космических материалов, использованы данные собственных полевых наблюдений. Полевые прогнозно-минерагенические исследования проведены на пяти опорных участках, в пределах которых уточнено геологическое строение, собран материал для изотопного датирования магматических образований, намечены новые для территории закономерности размещения золотого оруденения, получены положительные результаты по рудоносности. Все это способствовало существенному уточнению структуры территории и построению геологической карты.

В сравнении с картами предыдущих поколений геологическая карта отличается большей детальностью, все картографируемые геологические образования показаны в системе местных стратиграфических подразделений, увязанных с общей стратиграфической шкалой. Существенно уточнено структурно-фациальное районирование, выполненное для основных этапов и подэтапов развития территории, для которых на основе новейших данных составлены схемы корреляции отложений.

Проведены изотопно-геохимические исследования магматических образований, определен изотопный возраст петротипов большинства комплексов. Все новые геохронологические данные были получены в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb методом по цирконам на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. Эти результаты вместе с анализом имеющихся геологических наблюдений позволяют более обоснованно наметить последовательность проявлений магматизма на территории листа. Это тем более важно при существующих разногласиях в трактовке возраста многих комплексов.

Вопросы тектоники и истории развития территории рассмотрены с учетом геодинамических реконструкций, намечены соотношения глубинных и поверхностных структур, что во многом оказалось возможным по дан-

ным только что проведенных на территории сейсмических работ по опорному геофизическому профилю 2-ДВ (Магадан — о. Врангеля). Материалы профиля дают возможность рассмотреть вероятное соотношение блоков континентальной земной коры и коры переходного от континентального к океаническому типов. С иных позиций интерпретировано соотношение покровов ОЧВП с подстилающими образованиями, выделены структуры более раннего Удско-Мургальского окраинно-континентального вулканогенного пояса. Такие важные структурные элементы, как разломы, разделены по масштабу и кинематической характеристике, показана большая роль сдвигов в формировании структуры территории.

Особенности минерагении согласованы с глубинным строением, структурой и геодинамическими обстановками территории. Результаты изучения глубинного строения территории, материалов опережающих основ, анализ региональных геологических данных, а также прогнозно-минерогенических исследований на опорных участках позволили сформулировать некоторые новые закономерности размещения полезных ископаемых. Для юго-восточной половины территории листа, характеризующейся существенной гранитизацией фундамента, выявляется золото-серебряная специализация. Вдоль разломов Улахан и Умарский намечаются две нечетко ограниченные зоны, трассируемые массивами и штоками позднеюрских каньонского и басугуньинского комплексов, которые сопровождаются золото-редкометалльным оруденением. Установлена система субмеридиональных разломов фундамента, выраженных глубинными магматогенными зонами, преимущественно позднемелового возраста, которым соответствуют собственные минерогенические элементы (рудные районы) с золото-серебряным и оловянным оруденением. На глубину эти зоны по данным МОВ-ОГТ отчетливо фиксируются участками сейсмической прозрачности на всю мощность земной коры, а на поверхности прослеживаются отрицательными аномалиями поля силы тяжести. Таким образом, впервые для данной территории в качестве факторов контроля оруденения использованы данные глубинных сейсмических исследований, полученные по опорному геофизическому профилю 2-ДВ.

Профилирующими элементами территории являются золото и серебро, существенное значение имеют олово, вольфрам, молибден свинец и цинк и медь, имеются также разнообразные нерудные полезные ископаемые, питьевые и минеральные воды. На карте полезных ископаемых показано 1280 объектов полезных ископаемых (месторождения, проявления, пункты минерализации), а также признаки проявлений полезных ископаемых. Отображены положение, размерность и освоенность месторождений, на относительно слаборудноносных площадях вынесены пункты минерализации, шлиховые и литогеохимические ореолы, геофизические аномалии, с которыми могут быть связаны полезные ископаемые.

Большая часть территории листа принадлежит к Верхояно-Колымской минерогенической провинции, северо-западная часть — к Индигиро-Колымской провинции, южная часть входит в состав Охотско-Чукотского минерогенического пояса. В пределах Верхояно-Колымской провинции выделяются Иньяли-Дебинская зона и Балыгычанская область,

представляющие собой юго-восточное окончание Главного Колымского золотоносного пояса. Впервые выделенная Балыгычанская минерагеническая область с наложенным (поздне меловым) золото-серебряным и оловянным оруденением включает субмеридионально удлиненные Хурчан-Оротуканский, Танья-Нурский и Нельгасиг-Кырчанский рудные районы. Также более поздним оруденением характеризуется субмеридиональная Балыгычано-Сугойская минерагеническая зона, расположенная вблизи восточной границы территории. По сравнению с картой полезных ископаемых новой серии дополнительно выделены потенциальный нефтегазоносный район, 22 рудных и потенциально рудных узлов и зон, существенно уточнены контуры минерагенических подразделений. Всего на Карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых выделено восемь элементов минерагенического районирования в ранге минерагенических зон и областей, 13 в ранге рудных районов, 87 рудных и рудно-россыпных зон и районов, а также шесть площадей разного ранга для горючих полезных ископаемых. В легенде отражены генетические типы и рудные формации для месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых.

Приведена современная оценка прогнозных ресурсов приоритетных видов минерального сырья, прежде всего основного для территории — золота и серебра. По данным, учтенным в Сводке ресурсов по Магаданской области по состоянию на 1.01.2003 г., ресурсы составляли: золото (т) — 543 ( $P_1$  — 61,  $P_2$  — 102,  $P_3$  — 380); серебро (т) — 34 000 ( $P_1$  — 7200,  $P_2$  — 8000,  $P_3$  — 18 800). Учтены также ресурсы твердых горючих ископаемых: каменный уголь (млн т) — 5176 ( $P_1$  — 222,  $P_2$  — 139,  $P_3$  — 4815); бурый уголь (млн т) — 7769 ( $P_1$  — 536,  $P_2$  — 995,  $P_3$  — 6238).

Дополнительно оценены прогнозные ресурсы золота для Лазовского и Мякит-Хурчанского узлов, где выявлены новые рудные объекты (проявления Жаркий и Штоковое):  $P_3$  — 270 т. Эти прогнозные ресурсы апробированы в ФГУП «ВСЕГЕИ» и поставлены на учет. Для расширения перспектив выявленных типов оруденения рекомендуется постановка ГДП-200 на двух площадях, а непосредственно на рудопроявлениях — детальных поисковых работ.

Приведены новые фактографические данные, обосновывающие закономерности размещения стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья и критерии их прогнозирования в пределах минерагенических подразделений.

Наряду с показанными успехами в изучении геологического строения территории листа, остается достаточно много и нерешенных вопросов, как частного, так и общего характера. Глубинное строение территории, несмотря на проведение опорного геофизического профиля, изучено еще недостаточно, а это не позволяет надежно интерпретировать геодинамические обстановки и в зоне перехода к океаническим структурам, и в районе структур Индигиро-Колымской складчатой системы. К тому же интерпретация глубинного разреза даже в полосе влияния опорного профиля, в связи с отсутствием данных бурения, далека от однозначности. Для более надежного обоснования структуры зоны перехода от

континентальной земной коры к коре переходного типа необходимо проведение сейсмических работ по смежной с юга территории с выходом в акваторию Охотского моря.

Стратиграфия верхнепротерозойских отложений базируется на литологическом сходстве толщ, выделенных много севернее территории листа, и требует дополнительного обоснования. Вопросы структурно-фациального районирования и расчленения верхнепалеозойских и мезозойских отложений также требуют дальнейшего уточнения. Например, мезозойские отложения бассейна р. Таскан изучены совершенно недостаточно, в связи с чем распределение по площади выделяющихся здесь триасовых толщ не согласовано со структурно-фациальным районированием отложений другого возраста. Вообще структурно-фациальное районирование территории для триасового периода неоправданно усложнено, в то время как литология отложений достаточно однородна. Стратиграфия континентальных кайнозойских отложений слабо обоснована палеонтологическими данными, а на большую часть территории отсутствуют корреляционные схемы. Некоторые из этих вопросов могут быть разрешены при геологическом доизучении, в том числе и рекомендуемых площадей. Кроме обычных палеонтологических методов, целесообразно применять методы магнитостратиграфии. Необходимо дополнительное изучение опорных разрезов подразделений, что важно также для уточнения литологического и структурного контроля стратиформного и эндогенного оруденения.

Возраст и корреляция магматических образований по-прежнему остаются актуальными. В последнее время получены многочисленные важные данные по изотопной геохронологии магматических комплексов, однако они не всегда находят однозначное толкование. В частности, необходимо разобраться с часто встречающимися древними (среднеюрскими) датами в частных U-Pb замерах цирконов плутонических комплексов Главного (Колымского) пояса гранитных батолитов. Требуется дальнейшего изучения вопрос о возрасте плутонических комплексов, входящих в границы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, так как многими исследователями среди них выделяются раннемеловые гранитоиды. В этой связи не всегда должным образом используются наблюдения над соотношением интрузивных тел с близкими по времени формирования вулканическими образованиями. Необходимо шире применять изотопное датирование и при определении возраста вулканогенных свит. Здесь может помочь также геохимическое изучение магматических образований, которое будет способствовать более надежному выделению вулкано-плутонических ассоциаций, что важно и для решения вопросов соотношения магматизма и оруденения. Необходимо систематическое изучение метаморфических и метасоматических изменений пород, гидротермальных образований, что напрямую связано с рудогенезом.

Нуждается в дополнительном изучении и совершенствовании тектоническое строение территории листа, которая в целом увязывается со структурно-фациальным районированием по этапам развития. В связи с недостаточной изученностью северной части листа, не решен вопрос о местоположении и характере границ Омuleвского поднятия и

Иньяли-Дебинского синклиория, этот вопрос переходит и на смежную с запада территорию. Не вполне ясно положение северной границы Балыгычанского поднятия, его часть, расположенная между Паутовским и Правооротуканским разломами, отличается промежуточным характером: по геофизическим признакам она скорее всего является принадлежностью Иньяли-Дебинского синклиория, а разрезы триасовых отложений почти полностью сопоставимы с типовым разрезом Оротуканской антиклинали поднятия. Требуется дополнительное и тщательное изучение кинематики разрывных нарушений. Большое значение в структуре и ее формировании имеют сдвиги и обычно сопряженные с ними надвиги, однако определение знака горизонтальных смещений по ним очень сложно, так как направление перемещения блоков в разные этапы менялось, необходимо воссоздание структурных парагенезисов нарушений, восстановление истории движений по разломам во времени.

Госгеолкарта-1000/3 листа Р-56 — Сеймчан объединяет комплект карт геологической, полезных ископаемых и закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, сопровождается объяснительной запиской и базами данных. Материалы содержат современные сведения о геологии и полезных ископаемых территории и рассматриваются как основной источник геологической информации и должны способствовать выбору дальнейших исследований и поисковых работ.

---

---

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *Опубликованная*

1. *Абельс Е. Г., Мальков Б. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Р-56-VII. Объяснительная записка.— М.: Союзгеолфонд, 1983. 93 с.
2. *Акинин В. В., Ант Ю. Е.* Позднекайнозойский щелочно-базитовый вулканизм на Северо-Востоке России // Магматизм и оруденение Северо-Востока России.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 155–174.
3. *Акинин В. В., Миллер Э., Вуден Дж.* и др. U-Pb SHRIMP-датирование циркона из батолитов и рудоносных даек Яно-Колымского коллизийного пояса: первые результаты и геологические следствия // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма.— М.: ГЕОС, 2006. С. 26–30.
4. *Акинин В. В., Хоуриган Дж., Райт Дж.* и др. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (U-Pb SHRIMP-датирование) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма.— М.: ГЕОС, 2006. С. 22–26.
5. *Альшевский А. В., Акинин В. В., Горячев Н. А.* и др. Геолого-генетические черты и абсолютный возраст «добатолитовых» нера-бохалпчинских даек Среднекано-Штурмовской золотоносной зоны: юго-восточный фланг Яно-Колымского коллизийного пояса // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России: Материалы Дальневосточной региональной конференции, посвященной памяти А. П. Васильковского и в честь его 95-летия.— Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 49–58.
6. *Андреева Н. В., Пономарева А. П., Крук Н. Н.* и др. Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.
7. *Артемов А. В., Иванов И. Ю.* Геологическое строение Момского континентального рифта // Геотектоника, 1988, № 2. С. 102–107.
8. *Бабкин П. В.* Ртутоносные провинции Северо-Востока СССР.— Новосибирск: Наука, 1975. 168 с.
9. *Белый В. Ф.* Геология Охотско-Чукотского пояса.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
10. *Бобровников В. А., Измайлов Л. И.* Размещение изверженных пород Северного Приохотья по геофизическим данным.— М.: Наука, 1986. 150 с.
11. *Бойшенко А. Ф.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Среднеколымская. Лист Р-56-III. Объяснительная записка.— М., 1983. 77 с.
12. *Бородин Л. С.* Петрохимия магматических серий.— М.: Наука, 1987. 262 с.
13. *Бычков Ю. М.* Триас Северо-Востока России.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 59 с.
14. *Бычков Ю. М., Киселева Л. С.* Местные подразделения триаса в верхнем течении рек Колымы, Яны и Тауй. Препринт.— Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 54 с.

15. *Бычков Ю. М., Кузнецов В. М., Жуланова И. Л., Бялобжесский С. Г.* Триасовые местные стратоны Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья.— Магадан: СВНЦ ДВО РАН и СВНИЦМИС. Препринт. 1996. 70 с.
16. *Бяков А. С.* Пермские отложения Балыгычанского поднятия (Северо-Восток Азии).— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 87 с.
17. *Бяков А. С., Ведерников И. Л., Колесов Е. В.* Предварительные результаты изучения пермских отложений юга Омудевского блока (Северо-Восток России) // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России.— Магадан: СВНЦ РАН, 2006. С. 71–75.
18. *Васьковский А. П.* Геоморфология. Т. XXX, кн. 2 // Геология СССР.— М.: Недра, 1970, С. 424–458.
19. *Ващилов Ю. Я.* Глубинная структура и развитие Охотско-Чукотского вулкано-генного пояса по геофизическим данным // Тихоокеанская геология, 1982, № 4. С. 45–57.
20. *Володин В. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхне-Колымская. Лист Р-55-XXIV. Объяснительная записка.— М.: Недра, 1964. 80 с.
21. *Гагиев М. Х.* Стратиграфия девона и нижнего карбона Омудевского поднятия (Северо-Восток Азии).— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 196 с.
22. *Гагиев М. Х.* Средний палеозой Северо-Восточной Азии.— Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 120 с.
23. *Гагиев М. Х., Ткаченко В. И.* Кембрий Северо-Востока России // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 43–56.
24. *Гай М. А., Энштейн И. М.* Государственная геологическая карта СССР. Лист Р-56-XXXIII. Масштаб 1: 200 000. Объяснительная записка.— М., 1983. 97 с.
25. *Ганин В. В.* Государственная геологическая карта СССР. Лист Р-56-II. Масштаб 1: 200 000. Объяснительная записка.— М., 1976. 60 с.
26. Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (нов. сер.). Лист Р-54,55 — Оймякон, О-55. Объяснительная записка.— СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 231 с.
27. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (нов. сер.). Лист Q-56, 57 — Среднеколымск. Объяснительная записка.— Л., 1991. 111 с.
28. Гидрогеология СССР. Т. XXVI: Северо-Восток / Под ред. О. Н. Толстихина.— М.: Недра, 1972. 297 с.
29. *Горячев Н. А.* Удско-Мургальская магматическая дуга: геология, магматизм, металлогения // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 17–38.
30. *Горячев Н. А., Ханчук А. И.* Позднемеловой—раннепалеогеновый щелочной магматизм Северного Приохотья — слэб виндоу тектоническая модель происхождения // Глубинный магматизм, магматические источники и проблема плюмов. Труды международного совещания.— Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2002. С. 200–213.
31. Государственная геологическая карта. Масштаб 1: 1 000 000 (нов. сер.). Лист О-56 — Магадан; Р-56, 57 — Сеймчан. Объяснительная записка.— СПб., 1992. 112 с.
32. *Гриненко О. В., Сергеев А. И., Белолобский И. Н.* Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. I. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснительная записка к ней.— Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. 68 с.
33. *Гусаров Б. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Среднеколымская. Лист Р-56-IV. Объяснительная записка.— М., 1983. 77 с.
34. *Дылевский Е. Ф.* Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии) // Геотектоника, 1994, № 4. С. 52–62.

35. *Еремин Р. А.* Гидротермальный метаморфизм и оруденение Арманской вулканоструктуры.— Новосибирск: Наука, 1974. 134 с.
36. *Жуланова И. Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое.— М.: Наука, 1990. 304 с.
37. *Жуланова И. Л., Котляр И. Н., Гагиева А. М.* Первые результаты геохронометрического картирования гранитоидного массива Вьючный: новое свидетельство дискретности Rb-Sr изотопных систем (Верхояно-Колымская складчатая область) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма.— М.: ГЕОС, 2006. С. 244–248.
38. *Иванов В. В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии.— М.: Наука, 1985. 208 с.
39. *Иванов О. Н.* Верхний докембрий Северо-Востока России. Препринт.— Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1995. 45 с.
40. *Караваева Н. И.* К стратиграфии карбона и перми юго-восточной части Омuleвского поднятия // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 137–138.
41. *Кобылянский Ю. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхне-Колымская. Лист Р-56-XXVIII. Объяснительная записка.— М., 1970. 116 с.
42. *Крутоус В. И., Белая Б. В.* Палеоген и неоген бассейна р. Берелех и прилегающей части Улахан-Чистая (горная система Черского) // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1.— Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 38–48.
43. *Крутоус М. П.* Низкотемпературный метаморфизм рудовмещающих толщ и методика его изучения в золотоносных районах Северо-Востока СССР при геологическом картировании масштаба 1:50 000 // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование.— Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 124–143.
44. *Кузнецов В. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-V. Объяснительная записка.— М., 1982. 83 с.
45. *Кузнецов В. М.* Особенности строения Сугойского синклиория и его положение в мезозоидах Северо-Востока СССР // Тихоокеанская геология, 1983, № 2. С. 105–109.
46. *Кузнецов В. М.* Обстановки позднепалеозойского и мезозойского осадконакопления в юго-восточной части Яно-Колымской системы // Тихоокеанская геология, 1988, № 1. С. 28–38.
47. *Кузнецов В. М.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-XVI. Объяснительная записка.— М., 1989. 106 с.
48. *Кузнецов В. М.* Особенности геологического строения и формирования северного побережья Охотского моря (краткий обзор) // Колыма, 1995, № 11–12. С. 2–5.
49. *Кузнецов В. М., Гагиев М. Х., Дылевский Е. Ф.* и др. Геологическая карта и карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона / Ред. К. В. Симаков. Объяснительная записка.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 267 с.
50. *Кузнецов В. М., Ливач А. Э.* Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 156–177.
51. *Кузнецов В. М., Нищанский Г. М., Пальмская З. А.* Признаки проявления и формы выражения тектоно-магматической активизации на примере Хурчан-Оротуканской зоны // Колыма, 1993, № 7. С. 7–12.
52. *Кузнецов В. М., Пальмская З. А., Шашурина И. Т.* и др. Металлогеническая карта Колымо-Омолонского региона / Ред. В. И. Гончаров. Объяснительная записка.— Магадан: ГП «Магадангеология», 2001. 207 с.



53. *Лапин М. Б.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-ХІ. Объяснительная записка.— М., 1981. 79 с.
54. *Литвинов В. Е., Литвинова З. Ф.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-XXVII. Объяснительная записка.— М., 1981. 118 с.
55. *Львов К. Л.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-VI. Объяснительная записка.— М., 1985. 101 с.
56. Магматические формации СССР. Т. 1 / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др.— Л.: Недра, 1979<sub>1</sub>. 318 с.
57. Магматические формации СССР. Т. 2 / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др.— Л.: Недра, 1979<sub>2</sub>. 279 с.
58. *Мальков Б. И., Абельс Е. Г.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-XX. Объяснительная записка.— М., 1970. 118 с.
59. *Маннафов Н. Г., Вознесенский С. Д., Абрамович И. И.* Металлогеническая карта Охотско-Колымского региона. Масштаб 1 : 500 000. Объяснительная записка.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 149 с.
60. *Маннафов Н. Г., Вознесенский С. Д., Огородов В. А.* Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. Масштаб 1 : 500 000 / Ред. Г. М. Сосунов. Объяснительная записка.— Магадан, 1999. 181 с.
61. *Мерзляков В. М.* Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР) .— М.: Наука, 1971. 152 с.
62. Новые местные стратоны фанерозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья.— Магадан: СВНЦ ДВО РАН и СВНИЦМИС, 1997. 79 с.
63. *Ньюберри Р. Дж., Лейер П. У., Ганз П. Б.* и др. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок <sup>40</sup>Ag/ <sup>39</sup>Ag и данных по рассеянному элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитный магматизм Северной Пацифики. Т. 1. Геология, геохронология и геохимия. Труды Всероссийского совещания.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181—206.
64. Объяснительная записка к Структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 1 500 000 / Л. И. Красный, Д. А. Кириков, В. В. Русс и др.— Л., 1973. 184 с.
65. *Орадовская М. М.* Ранний—средний палеозой Северо-Востока России.— Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. 55 с.
66. *Панычев И. А., Смирнов П. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-XIV. Объяснительная записка.— Магадан, 1977. 86 с.
67. *Панычев И. А., Смирнов П. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-XV. Объяснительная записка.— Магадан, 1979. 110 с.
68. *Панычев И. А., Титов В. А.* Особенности геологического строения юго-восточного фланга Иньяли-Дебинского синклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР.— Магадан: Книжн. изд-во, 1972, вып. 20. С. 243—253.
69. *Паракецов К. В., Паракецова Г. И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР.— М.: Недра, 1989. 298 с.
70. Перечень гидрогеологических районов для ведения Государственного водного кадастра.— М.: ВСЕГИНГЕО, 1988. 55 с.
71. *Песков Е. Г.* Сводообразование и рифтогенез на Северо-Востоке Азии // Геотектоника, 1984, № 2. С. 76—85.

72. *Песков Е. Г.* Геологические проявления холодной дегазации Земли.— Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2000. 279 с.
73. *Петров О. В., Михайлов Б. К., Шевченко С. С., Розинов М. И., Колесников Д. И., Лохов К. И., Прасолов Э. М., Прилепский Э. Б., Бережная Н. Г., Матуков Д. И., Капитонов И. Н., Быкова Э. В., Сергеев С. А.* Изотопно-геохимические исследования уникального золото-серебряного месторождения Дукат как ключ к пониманию процессов вулканогенного рудообразования // Региональная геология и металлогения. 2006. № 27. С. 60–76.
74. *Преображенский Б. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист Р-56-Г. Объяснительная записка.— М.: Союзгеолфонд, 1983. 90 с.
75. *Прокопьев А. В., Торо Х., Миллер Э. Л.* и др. Стиль деформаций Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 47–51.
76. *Прохорова Т. П., Смирнов В. Н.* О позднемиоценовом возрасте отложений Верхне-Купчинской впадины // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 1.— Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988, С. 1–6.
77. *Ревёрдатто В. В.* Фашии контактового метаморфизма.— М.: Недра, 1970. 272 с.
78. *Репин Ю. С., Полуботко И. В.* Нижняя и средняя юра Северо-Востока России.— Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 48 с.
79. *Сдерягин В. А., Успенская И. Б.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-Х. Объяснительная записка.— М., 1979, 63 с.
80. Север Дальнего Востока / Под ред. Н. А. Шилов.— М.: Наука, 1970. 488 с.
81. *Сидоров А. А.* Рудные формации фанерозойских провинций.— Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 85 с.
82. *Силинский А. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Магаданская. Лист Р-56-XXIV. Объяснительная записка.— М.: Недра, 1968. 60 с.
83. *Силинский А. Д.* Государственная геологическая карта СССР. Лист Р-56-XXX. Масштаб 1:200 000. Объяснительная записка.— Магадан, 1978. 73 с.
84. *Симонов Ю. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-XVII. Объяснительная записка.— М.: Недра, 1964.
85. *Симонов Ю. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-XXIX. Объяснительная записка.— Магадан, 1979. 79 с.
86. *Смирнов В. Н.* К оценке сейсмической опасности западной части Магаданской области // Наука Северо-Востока России — начало века.— Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 284–287.
87. *Соболев А. П.* Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности.— М.: Наука, 1989. 248 с.
88. *Соболев А. П., Колесниченко П. П.* Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы.— М.: Наука, 1979. 180 с.
89. *Соколов С. Д., Бондаренко Г. И., Морозов О. Л., Григорьев В. Н.* Зона перехода континент—океан в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики.— М.: Наука, 1999. С. 30–83.
90. *Соколова Е. А.* Комплекс малых интрузивов Верхне-Сеймчанского района и связанная с ним рудоносность // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 10.— Магадан: Книжн. изд-во, 1956, с. 69–93.
91. *Сосунов Г. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-VII. Объяснительная записка.— М.: Недра, 1967. 100 с.
92. Стратиграфический словарь Северо-Востока СССР.— Магадан: Книжн. изд-во, 1959. 167 с.
93. *Стружков С. Ф., Константинов М. М.* Металлогения золота и серебра Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— М.: Научный мир, 2005. 320 с.

94. Сурков В. С., Ларичев А. И., Старосельцев В. С. и др. Предварительные геологические результаты по Магаданскому участку опорного геофизического профиля 2-ДВ (п-ов Кони — о. Врангеля) // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Т. 1.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 72—75.
95. Сухопольский О. В. Гидрогеологическое районирование территории Магаданской области // Колыма, 1988, № 5. С. 11—12.
96. Ткаченко В. И. Докембрийские отложения в структуре Приколымского поднятия // Региональная геодинамика и стратиграфия азиатской части СССР.— Л., 1992. С. 49—64.
97. Ткаченко В. И., Шербакова И. П. О строении и метаморфизме докембрия Приколымья // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование.— Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С. 74—87.
98. Ткаченко В. И., Шпикерман В. И. Нижнепалеозойские отложения Ирюдийской зоны // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 1.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001, С. 82—86.
99. Требования к производству и результатам многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1 000 000.— М.: ИМГРЭ, 1999. 120 с.
100. Умитбаев Р. Б. Строение и природа Омсукчанской впадины (Северо-Восток СССР) // Геология и геофизика, 1983, № 3. с. 56—62.
101. Умитбаев Р. Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги).— М.: Наука, 1986. 286 с.
102. Фадеев А. П., Сосунов Г. М. Ксенолиты как признак глубинности магматических очагов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 26.— Магадан: Книжн. изд-во, 1982. С. 245—247.
103. Филатов С. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-ХVIII. Объяснительная записка.— М.: Недра, 1965. 88 с.
104. Филатов С. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-ХII. Объяснительная записка.— Магадан, 1979. 86 с.
105. Филимонова Л. Г., Трубкин Н. В., Бортников Н.С. Наночастицы муассонита из рассеянной минерализации Дукатского рудного района (Северо-Восток России) // ДАН, 2004, т. 394, № 4. С. 540—543.
106. Фогельман Н. А. Основные принципы формационного анализа золотоносных районов и рудных полей в целях прогноза // Отечеств. геология, 1999, № 3. С. 14—18.
107. Чертовских Г. Н., Шейкашова В. Т. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Лист Р-56-XXVI.— Магадан: ЦКТЭ СВТГУ, 1979. 91 с.
108. Шатский Н. С. Избранные труды. Том III. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые.— М.: Наука, 1965. 348 с.
109. Шахтыров В. Г. Среднекано-Штурмовской глубинный разлом: инфраструктура и кинематика // Магматизм и оруденение Северо-Востока России.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 291—312.
110. Шишкин В. А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 Серия Верхнеколымская. Лист Р-56-IX. Объяснительная записка.— М.: Недра, 1968. 64 с.
111. Шишкин В. А. Метаморфический комплекс Приколымского поднятия.— М.: Наука, 1979. 112 с.
112. Шпикерман В. И. Полиметаллическое оруденение Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР).— Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 164 с.
113. Шпикерман В. И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.

114. *Шпикерман В. И.* Вулканические серии Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России (Магадан, 4–6 апреля 2000 г.).— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 67–72.

115. *Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Егоров В. Н.* О силурийском тектогенезе, магматизме и метаморфизме на Северо-Востоке Азии // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 1.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 102–103.

116. *Шпикерман В. И., Шпикерман Л. А.* Протерозойские медистые песчаники и сланцы Приколымья // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. 117 с.

117. *Шпикерман В. И., Шпикерман Л. А., Савва Н. Е.* Верхнепротерозойские титанциркониевые литифицированные россыпи Приколымья // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии.— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 44–49.

118. *Шульгина В. С., Симонова Л. С., Ткаченко В. И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеколымская. Листы Q-56-XXXI, XXXII. Объяснительная записка.— М., 1989. 142 с.

119. *Hourigan J. K., Akinin V. V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // Geological Society of America Bulletin, 2004. Vol. 116, No. 5/6. P. 637–654.

### Фондовая

120. *Аноров П. Н.* Отчет о результатах работ Тоопчанского геологосъемочного отряда масштаба 1 : 50 000 за 1973–1974 гг. Хасын, 1975.

121. *Аноров П. Н.* Отчет о работах по дополнению к проекту на поиски коренных месторождений золота в связи с малыми интрузиями в юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области на 1987–1990 гг. Усть-Омчуг, 1990.

122. *Аноров П. Н.* Проведение опытно-производственных работ по составлению корреляционных схем магматических образований юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области. Усть-Омчуг, 1992.

123. *Аноров П. Н.* Отчет о производстве геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 на площади листов P-56-XXXI, XXXII; O-56-I, II (новая серия) (Магаданская ГСП). Магадан, 2001.

124. *Анциферов Е. А.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках золото-серебряных проявлений групповым методом в бассейне р. Маякан на листах P-56-124-В, Г; 125-В, Г; 135-Б, Г; 136-А, Б, В; 137; 138-А, В, Г. Хасын, 1980.

125. *Анциферов Е. А.* Отчет о производстве групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и поисках золото-серебряных проявлений в бассейнах рек Маймачан, Эльген в пределах листов P-56-112; 113; 114-А, В, Г; 115-В; 124-Б; 125-А на площади 2490 кв. км. Хасын, 1983.

126. *Баницков А. Н.* Отчет о производстве групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и поисках золото-серебряных рудопроявлений на площади 2340 кв. км в пределах листов P-56-126-А, Б, В, Г; P-56-127-А, Б, В, Г; P-56-139-А, Б. 1980–1984 гг. Хасын, 1984.

127. *Бельцов А. И., Николаева С. М., Киселева Л. С.* Геологическая съемка и доизучение масштаба 1 : 50 000 в Арманском рудном узле (в пределах планшетов P-56-109-Г; -110-А-В; -121-Б; -122-А) в 1979–1982 гг. Усть-Омчуг, 1982.

128. *Бочарников Ю. С., Ливач А. Э.* Окончательный отчет о работе Верхне-Колумбийской геологосъемочной партии за 1968–1969 гг. по составлению геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1:50 000 Пестринского рудного узла (листы III-6-83-Б; III-6-84-А, Б). Омсукчан, 1970.

129. *Бочарников Ю. С., Комогорцев Е. Н., Ласман В. А.* Отчет о результатах геологической съемки, доизучения в масштабе 1:50 000 и поисков коренных месторождений олова, золота, серебра и других полезных ископаемых в Маякской рудной полосе (листы Р-56-59-В; Р-56-71-А, В; Р-56-83-А). Омсукчан, 1976.

130. *Бочарников Ю. С., Нищанский Г. М.* и др. Отчет по теме № 1005: Составление прогнозно-металлогенической карты масштаба 1:200 000 на золото и серебро Омсукчанской рудоносной зоны. Магадан, 1983.

131. *Важенин В. Д.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками в бассейне р. Кырчан на площади листов Р-56-58-А, Б, В, Г; Р-56-70-А, Б (Нижне-Кырчанская ГСП). Дукат, 1994.

132. *Васецкий И. П.* Оловорудный узел Лазо. Магадан, 1953.

133. *Вербицкий И. В., Шпикерман В. И., Кузнецов В. М.* и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту «Создание комплектов Государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000». СПб., ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007.

134. *Вишне夫斯基 А. Н., Иванов В. Г., Сметанникова Л. И.* и др. Легенда Яно-Индибирской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1:200 000 (изд. 2-е). Пос. Верхний Бестях: ГУГПП «Ленское», 2000.

135. *Вялов А. Г., Лукомская К. Г., Неверова Т. К.* Отчет на аэрофотогеологическую съемку масштаба 1:50 000 в бассейнах рек Сеймчан, Буюнда за 1979–1983 гг. Сеймчан, 1984.

136. *Ганин В. В.* Отчёт о работе Арангасской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1965 г. Сеймчан, 1965.

137. *Гасюнене В. С., Иевлев В. К.* Отчет по составлению Государственного водного кадастра (по разделу подземных вод). Магадан, 1988.

138. *Горностаев С. Г., Петропавловская Н. В., Поддубная Г. Ф.* Объяснительная записка к схеме размещения месторождений строительных материалов Магаданской области. Магадан, 1984.

139. *Григорьев Н. В.* Отчет о результатах геологической съемки, доизучения в масштабе 1:50 000 в пределах Арылахской вулкано-тектонической структуры. Листы Р-56-34-Б, Г; Р-56-35-А, В; Р-56-35-Б-а, в; Р-56-35-Г-а, в. (Арылахский ГСО, 1976–1977 гг.). Омсукчан, 1977.

140. *Дундо О. П.* Материалы к легенде Магаданской серии листов Госгеолкарты-1000/3 по акватории залива Шелихова. СПб., 2000.

141. *Егоров В. В.* Отчет. Групповая геологическая съемка масштаба 1:50 000 с общими поисками на площади листов Р-56-76-А, Б, В-а, Г; -88-А-а, Б-а, в и геологическое доизучение площадей масштаба 1:50 000 с общими поисками в пределах листов Р-56-76-В-б, в, г; -88-А-б, в, г, Б-б, г за 1988–1994 гг. (Нетченская ГСП). Усть-Омчуг, 1994.

142. *Егоров В. Н.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками на площади листов Р-56-39-Г-а, в; -39-Г-г-3, 4; -40-А-а, б, г; -40-В-б; -40-Г-в; -52А-а, б, г; -52-В и геологическому доизучению масштаба 1:50 000 с общими поисками в пределах листов Р-56-39-Б; -39-Г-б; -39-Г-г-1,2; -40-А-в; -40-В-а; -52-А-в в 1989–1993 гг. (Гайская геологосъемочная партия). Сеймчан, 1995.

143. *Егоров В. Н.* Отчет о прогнозно-поисковых работах на золото на Оротуканской площади в 2001–2004 гг. Магадан, 2004.

144. *Жарихин К. Г.* Отчет о результатах работ Угуланского геологосъемочного отряда масштаба 1:50 000 за 1973–1975 гг. Хасын, 1975.

145. *Жигалов С. В.* Отчет о подготовительном периоде «Геологическое доизучение масштаба 1:50 000 с общими поисками на площади листов Р-55-114-В, Г-а, в, г; 115-В-в; 126-А, Б, В-а, в, г; 127-А-а, в, В-а, б». (Тополиная ГСП). Усть-Омчуг, 1994.
146. *Иевлев В. К., Ведерникова Т. А.* Отчет по теме: «Региональная оценка подземных вод Магаданской области как комплексного сырья на литий, цезий, рубидий, йод, бром, бор, стронций, калий и другие компоненты». Магадан, 1986.
147. *Иевлев Л. В.* Отчет о работе Омсукчанской партии по составлению геологической карты масштаба 1:50 000 Омсукчанского рудного узла (лист Р-56-60-Г). Омсукчан, 1962.
148. *Ичетовкин Н. В.* Гранитоиды южной части Яно-Колымской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые (отчет по теме № 692). Магадан, 1965.
149. *Калугин А. Д.* Отчет о работе Негаинской поисково-разведочной партии в северо-западной части Егорлыкского гранитного массива. Сеймчан, 1951.
150. *Караваева Н. И.* Отчет по теме 1263: «Усовершенствование региональной стратиграфической схемы расчленения верхнепалеозойских отложений на территории Магаданской области для среднемасштабного картирования». Магадан, 1998.
151. *Кекелия Ж. С., Турченко С. И., Чупринин Н. Г.* Отчёт о работе Туманинской геологосъёмочной партии масштаба 1:200 000 в бассейне р. Угулан и рч. Булун за 1963 г. Омсукчан, 1963.
152. *Коблов Э. Г.* Отчет: «Прогнозные ресурсы перспективных зон нефтегазо-накопления и ловушек на Примагаданском шельфе». Оха-на-Сахалине, Сахалин НИПИморнефть, 1994.
153. *Кобылянский Ю. Г., Богданова Е. И., Кинасов В. П.* Информационный отчёт о редакционно-увязочных маршрутах Ново-Озёрной партии по составлению листа Р-56-XXVIII геологической карты СССР масштаба 1:200 000 за 1963 г. Омсукчан, 1964.
154. *Кожуховский В. А.* Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000 и поисков полезных ископаемых в районе рек Тоб и Ямы, листы Р-56-113-Г; Р-56-125-А, Б, Г; Р-56-126-В; Р-56-138-А, Б, В, Г; Р-56-139-А. Хасын, 1977.
155. *Кожуховский В. А.* Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 и поисках золото-серебряных проявлений групповым методом в бассейне р. Тахтаяма на листах: Р-56-116-В; 128-А, Б, В, Г; 129-А, Б, В, Г; 141-А, Б (Тахтаямский ГГСО, 1977–1981 гг.). Хасын, 1982.
156. *Котляр И. Н.* Отчет по теме 1261 «Создание базы данных по абсолютной датировке горных пород и руд Магаданской области». Магадан, 1995.
157. *Котляр И. Н.* Компьютерная обработка и пополнение базы данных геохронологических датировок горных пород и руд Магаданской области с целью выявления основных геохронологических рубежей магматизма, метаморфизма и рудообразования. Магадан, 1998.
158. *Котляр И. Н.* Геолого-геохронологическое изучение этапности формирования магматических комплексов Омсукчанского прогиба (омсукчанского, быстринского, их вулканогенных аналогов) и соотношения этих комплексов с оловянной силикатно-сульфидной, серебряной и золото-серебряной рудными формациями. Отчет по Госконтракту № 23 к-56/99. Магадан, 2000.
159. *Крамарев С. П.* Отчет по геологической съемке и геологическому доизучению масштаба 1:50 000 с общими поисками Оротуканского рудного узла на площади листов Р-56-64-Г; -65-В, Г; -77-Б-Г; -78-А, В в 1988–1991 гг. (Восточная геологосъёмочная партия). Сеймчан, 1992.
160. *Крутоус М. П.* Отчет по теме № 1011 «Особенности и поисковое значение низкотемпературного метаморфизма в золотоносных районах Северо-Востока СССР». Магадан, 1984.

161. Крутоус М. П., Кузина О. Г. Отчет по теме 838 «Метаморфизм осадочных и дайковых пород в золотоносных районах Иньяли-Дебинского мегасинклинария и методы его изучения при крупномасштабном геологическом картировании». Магадан, 1973.

162. Кузнецов В. М. Разработка критериев локального прогноза и обоснование оптимального направления геологоразведочных работ в пределах Хурчан-Оротуканской зоны на золото-серебряное и серебро-полиметаллическое оруденение (Отчет по теме № 1138 за 1988–1991 гг.). Магадан, 1991.

163. Лаврович Н. Н. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:200 000 на площади листов Р-56- XXVI, XXVII (нов. сер.). М., 1998.

164. Лапин М. Б., Казина А. И. Промежуточный отчет о работе 2-й Волнинской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1966 г. Омсукчан, 1966.

165. Лапин М. Б., Сорокин Е. И., Чуравцов А. П. Отчет о геологической съемке и доизучении в масштабе 1:200 000 низовьев р. Джагына (лист Р-56-ХI, Нижнее-Джагынский ГСО, 1974–1975 гг.). Омсукчан, 1976.

166. Лапин М. Б., Терещенко А. А. Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 и поисках месторождений золота, серебра и олова в междуречье Большой Купки и Нябола (Окончательный отчет о работе Дагорского ГСО за 1972–1973 гг.). Омсукчан, 1974.

167. Ларичев А. И., Соболев П. Н. Отчет: «Изучение верхнедокембрийских и палеозойских отложений Омuleвского поднятия с целью прогноза нефтегазоносности». Новосибирск, СНИИГГиМС, 2002.

168. Лесников Н. Е. Отчет о результатах работ 2-й Чалбыг-Арманской партии масштаба 1:50 000 за 1972 г. Хасын, 1974.

169. Ливач А. Э. Отчет о работе по составлению геологической карты и карты полезных ископаемых масштаба 1:50 000 бассейна верховьев р. Алики за полевые периоды 1971–1972 гг. (Верхне-Аликская ГСП и Герамрынская ГСП). Омсукчан, 1972.

170. Ливач А. Э. Отчет о геологическом доизучении в масштабе 1:200 000 площади листов Р-56-ХII и Р-56-ХVIII за 1992–2000 гг. (Джагынская ГСП). Омсукчан, 2001.

171. Ливач А. Э., Стружков С. Ф. Прогноз золотого и серебряного оруденения в Омсукчанском отрезке ОЧВП и разработка направления геологоразведочных работ. Отчет по теме 1247 за 1993–1996 гг. Магадан, 1996.

172. Логвиненко В. А. Отчет. Групповая геологическая съемка масштаба 1:25 000 с общими поисками на площади листов Р-55-48-Г-а, б, в, г; Р-56-37-В-в; Р-56-49-А-а в 1988–1991 гг. (Ат-Юряхская геологосъемочная партия). Усть-Омчуг, 1991.

173. Лучихин А. В. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 с общими поисками на площади листов Р-56-5 Б, Р-56-6 А, Б-а, В, Р-56-17 Б, Г, Р-56-18 А, Б-а, в, В, Г-а, в (Арангасская партия). Сеймчан, 1992.

174. Львов К. Л., Казина А. И., Лапин М. Б. Отчет о работе Волнинской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1965 г. Омсукчан, 1965.

175. Мальков Б. И. Окончательный отчет Тасканской партии за 1967–1968 гг. о редакционно-увязочных работах по составлению листа Р-56-VII геологической карты и карты полезных ископаемых СССР масштаба 1:200 000. Ягодное, 1968.

176. Маючая В. П. Отчет. Геологосъемочные работы масштаба 1:50 000 с общими поисками на площади листов Р-56-139-В, Г;-140-А, Б, В, Г;-141-В, Г в 1986–1990 гг. (Лево-Ямский ГГСО). Усть-Омчуг, 1990.

177. Методическое сопровождение работ по оценке металлогенического потенциала перспективных площадей листов N-36 (Смоленск) с клапоном М-36, S-49 (Нордвик), Р-56 (Сеймчан), выполненного по договору подряда с ФГУП «ВСЕГЕИ» № Г-5-ЦН от 08.08.2005 г. в рамках объекта «Создание комплектов Государственных

- геологических карт масштаба 1:1 000 000. Отчет о НИР по договору с ВСЕГЕИ № Г-5-ЦН. М.: ЦНИГРИ, 2007.
178. *Николаев А. А.* Отчет: «Стратиграфия и литология среднепалеозойских отложений Колымского железорудного района». Магадан, 1952.
179. *Огородов В. А.* Отчет о производстве геологического доизучения в пределах трапеции Р-56-122-В, Г, Р-56-134-Б за 1985–1988 гг. Хасын, 1988.
180. *Огородов В. А., Чумак Б. П., Кастукова Г. П.* Отчет о работе Тахтаямской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1967–1968 гг. Хасын, 1968.
181. *Омиров О. Н.* Промежуточный отчет Тасканской партии по составлению листа Р-56-VII геологической карты СССР за 1967 г. Ягодное, 1967.
182. *Пальмская З. А.* Отчет по теме 0179 «Изучение регионального и гидротермального метаморфизма Среднеканского рудного поля». Сеймчан, 1985.
183. Перечень объектов с апробированными прогнозными ресурсами (УПР по Магаданской области). Магадан, 2003.
184. *Петров Р. П.* О петрографических исследованиях Неорчанской интрузии. Магадан, 1945.
185. *Провкина Г. Л.* Отчет о работе Верхне-Ольского поисково-разведочного отряда за 1960 г. Хасын, 1960.
186. *Родионов В. И., Волков С. В., Абисалов Э. Г.* и др. Отчет о результатах научно-исследовательских работ: «Поэтапное прогнозирование крупных месторождений рудного золота на территории Магаданской области, составление пакетов геологической информации с целью планирования и лицензирования поисковых работ». Магадан, 2005.
187. *Ручкин А. Н., Леонидов О. Л.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 и поисках месторождений золота и серебра в бассейне р. Сеймчан (листы Р-56-14-Г; Р-56-15-В, Г; Р-56-16-В; Р-56-17-В; Р-56-26-Б; Р-56-27-А, Б, В, Г; Р-56-28-А, Б; Р-56-29-А) за 1978–1984 гг. (Ново-Каньонский отряд). Сеймчан, 1984.
188. *Сальников А. С., Старосельцев В. С., Прихода А. Г.* и др. Информационный отчет: «Результаты геолого-геофизических работ по опорному профилю 2-ДВ (Магадан — о-в Врангеля)». Новосибирск, 2004.
189. *Силинский А. Д., Казина А. И., Никитенко Ю. Н.* Отчет о контрольно-уязочных и геологосъемочных работах масштаба 1:200 000 на территории листа Р-56-XXIV в 1961 и 1962 гг. Омсукчан, 1963.
190. *Силинский А. Д.* Отчет о работе Туманской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 в бассейнах рр. Бол. Купки, Кананыги, Туманов и Наслачана в 1964 г. Омсукчан, 1964.
191. *Симонов Ю. Н.* Отчет о контрольно-уязочных работах Дагорской партии на территории листа Р-56-XXIII за 1961 г. Омсукчан, 1962.
192. *Симонов Ю. Н., Пивовров Б. И.* Информационный отчет о результатах редакционно-уязочных работ Максинской партии по составлению листа Р-56-XXIX геологической карты СССР м-ба 1:200 000 за 1964 г. Омсукчан, 1965.
193. *Скибин Ю. П., Ведерников В. И.* Отчет о результатах работ 3-й Тахтаямской геологосъемочной партии масштаба 1:200 000 за 1969 г. Хасын, 1969.
194. *Скибина Л. Б.* Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000 и поисках золото-серебряных проявлений групповыми методами в бассейне р. Вилига на ее правом берегу. Листы Р-57-85,86; Р-56-96. Вилигинский групповой геологосъемочный отряд, 1975–1978 гг. Хасын, 1978.
195. *Сосновский С. А.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 и поисках месторождений золота и других полезных ископаемых в бассейне рек Среднекан, Становая и др. (листы Р-56-53 А, Б, Г; -54-А, В, Г; -55-В; -66-Б, Г; -67-А, В) за 1981–1985 гг. (Становой геологосъемочный отряд). Сеймчан, 1985.



196. *Сорокин Е. И.* Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в междуречье Килганы и Джугаджаки на площади листов Р-56-104- Б, Г; Р-56-105-А, В; Р-56-116-Б; Р-56-117-А. Дукат, 1995.

197. *Сотников А. В., Старцев И. Н.* Отчет о геологической съемке, геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 в междуречье Оротукан—Герба—Среднекан за 1977—1978 гг. Листы III-6-XIV, XV, XXI (Затеснинский геологосъемочный отряд). Ягодное, 1980.

198. *Сотников А. В., Шпикерман В. И., Петухов В. В., Стерлина Н. Б.* Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000, поисках золото-серебряных и полиметаллических месторождений в бассейнах рек Таскан и Урультун за 1979—1983 гг. Ягодное, 1983.

199. *Сперанская И. М.* Отчет о работе Индустриальной структурно-минералогической партии Омсукчанской металлогенической экспедиции за 1951 г. (Отчет по теме № 308). Магадан, 1952.

200. *Старцев И. Н.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках месторождений золота в Спокойнинском золотоносном узле. Ягодное, 1978.

201. *Сухондеевский А. П., Зиязова Р. С., Цыпилева Г. М.* Отчет по теме 0176: «Прогнозная оценка коренной и россыпной оловоносности Омсукчанского района и разработка направления ГРП с целью ее реализации». Дукат, 1986.

202. *Тархова М. А.* Отчет о работе 2-й Маяканской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000. Хасын, 1966.

203. *Трухин Б. А., Животнев А. Я.* и др. Отчет о работе Утинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000, поискового и геофизического отрядов в 1969—1970 гг. Ягодное, 1971.

204. *Трушнин А. В.* Изотопные системы и петрология магматических пород Охотско-Чукотского вулканического пояса «Геологическое строение, петрохимия и радиологический возраст Неорчанского гранитоидного массива». Магадан, 1985.

205. *Уманцев В. В.* Отчет. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками и геологическое доизучение в пределах листов Р-56-62-Б, Г; -63-А, Б, В, В, Г; -74- А, Б, В, В, Г в 1985—1989 гг. Усть-Омчуг, 1989.

206. *Чигрик А. И.* Отчёт о работе Малканской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1964 г. Хасын, 1964.

207. *Чичерин А. Е., Старожук О. П.* Отчет о результатах работ Среднеканской геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 и поискового отряда за 1967—1968 гг. Ягодное, 1969.

208. *Чуравцов А. П.* Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 в междуречье Буюнды и Килганы (листы Р-56-79-А, Б, В, Г, Р-56-80-А, В, Р-56-91-А, Б, В, Г). Дукат, 1988.

209. *Чурин В. С.* Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади листов Р-56-85-В, Г; -97-А, Б; -98-А. Усть-Омчуг, 1993.

210. *Шишкин В. А.* Отчет о работе Ветровой геологосъемочной партии (масштаб 1 : 200 000). Сеймчан, 1968.

211. *Шишкин В. А.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 на площади листов Р-55-XI, XVII (нов. сер.) за 1994—2001 гг. (Сусуманская ГСП). Магадан, 2001.

212. *Шишкин В. А., Шашурина И. Т.* Отчет о результатах специализированных геологических (металлогенических) исследований в бассейне рек Среднекана, Становой и др. (объект Становая перспективная площадь). Магадан, 1984.

213. *Шманенко Ю. С., Эйдлин Р. А., Натанов Л. М.* Отчет по теме 1153: «Разработать геодинамическую модель рудных районов Северо-Востока СССР, составить геолого-

геофизическую основу для металлогенических и прогнозных карт масштаба 1 : 500 000 (1 : 200 000), оценить перспективы территории и наметить направление ГРП. Магадан, 1992.

214. *Шпикерман В. И., Омиров О. Н., Мальков Б. И., Старцев И. Н.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках коренных месторождений золота, серебра и других полезных ископаемых за 1977–1981 гг. (Верхне-Тасканский отряд). Листы Р-55-12-В (в, г), Г (в, г,) Р-55-24-А, Б, Г (а, б), Р-56-13-А, Б, В (а, б), Г (а, б); Р-56-14-А. Ягодное, 1981.

215. *Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Шпикерман Л. А.* Металлогения Южного Приколымья. Отчет по теме «Металлогения района сочленения Омулёвского и Приколымского поднятий с Сугойским прогибом». Магадан, 1995.

216. *Шпикерман В. И., Палымский Б. Ф., Петухов В. В.* и др. Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Для территории листов Р-55, Р-56, Р-57, Q-57-В, Г (Магаданская область). Объяснительная записка. Магадан, 2002.

217. *Шувалов А. Н., Степанов Ю. А.* Отчет о работе Уочатской рудно-поисковой партии масштаба 1 : 10 000 за 1967–1968 гг. Ягодное, 1969.

218. *Шульгина В. С., Ткаченко В. И., Морозова Л. М., Иваненко Г. В.* Легенда Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Объяснительная записка. М., 1999.

219. *Щемелев В. Ф.* Отчет о работах Восточно-Куранахской партии масштаба 1 : 10 000 за 1950 г. Сеймчан, 1950.

220. *Якушев И. Р.* Геология Утинского золоторудного района. Магадан, 1952.

221. *Яскевич В. Л.* Отчёт о работе Карамкенской партии масштаба 1 : 200 000 летом 1964 г. Хасын, 1964.

222. *Яскевич В. Л.* Отчет о работе 2-й Карамкенской геологосъёмочной партии масштаба 1 : 200 000 летом 1965 г. Хасын, 1965.

### Запасы и ресурсный потенциал территории листа

Минерагенический объект		Вид полезного ископаемого	Единицы измерения прогнозных ресурсов	Запасы	
				A+B+C	C <sub>2</sub>
<b>Индигино-Колымская</b>					
<b>Индигино-Зырянский нефтегазоносный бассейн</b>					
0.4	Омулевский возможно нефтегазоносный район	УУВ	млн т		
Площади угленакопления					
0.5	Омсукчанская	Уголь каменный	млн т	28,46	3,16
0.0.6	Хасынская	Уголь каменный	млн т	1,2	
0.0.7	Малиновская	Уголь каменный	млн т	29,66	
V-2-7	Первомайское месторождение	Уголь каменный	млн т		
0.0.8	Эльгенская	Уголь бурый	млн т	72,46	2,5
0.0.9	Верхне-Купкинская	Уголь бурый	млн т		
1	<b>Ороекская МЗ</b>				
1.1	<i>Белоноченский РР</i>				
1.1.1	Праводуксундинский потенциальный РУ	Медь	тыс. т	0,003	0,002
		Цинк	тыс. т	0,0005	0,0001
		Свинец	тыс. т	0,0002	0,0005
		Серебро	т		
1.1.2	Арангасский РУ	Олово	тыс. т		
2	<b>Таскано-Омулевская МЗ</b>				
2.1	<i>Кунарево-Супканьинский ПРР</i>				
2.1.1	Орлиный потенциальный РУ	Свинец	тыс. т		
		Цинк	тыс. т		
		Медь	тыс. т		
2.1.2	Кунарево-Чернинский ПРУ	Цинк	тыс. т		
		Свинец	тыс. т		
		Серебро	т		
		Кадмий	т		
3	<b>Лыглыхтахская потенциальная МЗ</b>				
3.0.2	Гайский ПРУ	Медь	тыс. т		
		Серебро	т		

## ПРИЛОЖЕНИЕ

### Р-56 по основным видам минерального сырья

Забалансовые	Прогнозные ресурсы, утвержденные МПР, в том числе впервые выявленные (*)				Непробированные авторские прогнозные ресурсы				Общий минералогический (ресурсный) потенциал
	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Номер источника по списку литературы	
<b>провинция</b>									
							34,4		34,4
12,95	222	122	4652	4996					4996
		15	104	119					119
	–	–	36	36					36
		2	23	25					25
24,6	536	995	6182	7713					7713
	–	–	56	56					56
1,8					689	219	4290	52	5198
0,3					–	178	120		298
0,15					–	97	–		97
					–	1664	–		1664
							23	52	23
					–	–	2330	186	2330
					–	–	1570		1570
					–	–	115		115
					–	7563	–		7563
					–	1143			1143
					–	12			12
					–	31,7			31,7
							3420	52	3420
			2000	2000					2000

Минералогический объект	Вид полезного ископаемого	Единицы измерения прогнозных ресурсов	Запасы		
			A + B + C	C <sub>2</sub>	
<b>Верхояно-Колымская</b>					
<b>4</b>	<b>Сеймчанская МЗ</b>				
4.0.1	Большеканьонский РУ	Олово	тыс. т	4,9	2,04
4.0.2	Верхне-Сеймчанский РУ	Кобальт	тыс. т	0,13	0,04
4.0.3	Ударнинский РУ	Олово	тыс. т		
4.0.4	Суксуканская РЗ	Олово	тыс. т		
		Золото	т		
		Серебро	т		
4.0.5	Громадинский РУ	Золото	т		
		Серебро	т		
4.0.6	Лазовский РУ	Олово	тыс. т	1,12	1,8
		Золото	т		
4.0.7	Куранахский РУ	Олово	тыс. т	0,9	0,6
4.0.8	Дежегдянская РЗ	Золото	т	0,03	0,02
<b>5</b>	<b>Иньяли-Дебинская МЗ</b>				
5.0.1	Юглерский РРУ	Золото	т		0,65
5.1	<i>Среднекано-Штурмовской РРР</i>				
5.1.1	Ат-Юряхская РЗ	Золото	т	—	0,6
5.1.2	Больше-Ат-Юряхский РУ	Золото	т	—	0,8
5.1.3	Бюченнахский ПРУ	Золото	т		
5.1.4	Утинская РЗ	Золото	т	4,4	1,02
5.1.5	Пятилеткинская РЗ	Золото	т	—	0,1
5.1.6	Сабаргинская РЗ	Золото	т		
5.1.7	Среднеканская РЗ	Золото	т	1,67	2,7
5.1.8	Правооротуканская РЗ	Золото	т	0,04	0,04
5.2	<i>Эльгенья-Бохапчинский РР</i>				
5.2.2	Бохапчинский РУ	Вольфрам	тыс. т	—	24,4
5.2.3	Умара-Асанская ПРЗ	Олово	тыс. т		
5.2.5	Право-Асанская РЗ	Золото	т		
<b>6</b>	<b>Детринская МЗ</b>				
6.0.1	Чалбыканский РУ	Золото	т		
6.0.2	Вилкинский РУ	Золото	т	0,08	—

Продолжение приложения

Забалансовые	Прогнозные ресурсы, утвержденные МПР, в том числе впервые выявленные (*)				Непробированные авторские прогнозные ресурсы				Общий минералогический (ресурсный) потенциал
	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> + P <sub>2</sub> + P <sub>3</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Номер источника по списку литературы	
<b>провинция</b>									
1,13						8,1	15	59	23,1
0,47							20	52	20
							6,8	52	6,8
							9,3		9,3
							25		25
							260		260
						12		52	12
						3388			3388
—							20	53	20
			120*	120*					120
0,5						52,86		52	52,86
—						26,3	26	52	52,3
						20		186	20
—	—	—	100	100					100
—						108			108
							20		20
					12	32		186	44
—						15	65	52	80
	32	50		82		59	39	186	180
					31	25	17	52	125
—						88		52	88
—							139,8		139,8
							51,4	59	51,4
							15	59	15
	—	—	60	60					60
—							30	186	30

Минерагенический объект		Вид полезного ископаемого	Единицы измерения прогнозных ресурсов	Запасы	
				A + B + C	C <sub>2</sub>
7	<b>Балыгычано-Сугойская МЗ</b>				
7.1	<i>Нягаинский РР</i>				
7.1.1	Егорлыкский РУ	Олово	тыс. т	0,9	0,7
7.2	<i>Омсулчанский РР</i>				
7.2.1	Арылахский РУ	Серебро	т	1560	2414
		Золото	т	6,78	9,69
7.2.2	Джагынский РУ	Серебро	т		
		Олово	тыс. т	0,7	0,36
7.2.3	Коридорский РУ	Серебро	т	270	36
		Олово	тыс. т	443	–
7.2.4	Бастойский РУ	Олово	тыс. т	1,66-	0,1
		Вольфрам	тыс. т	1,01	2,1
7.2.5	Галимовский РУ	Олово	тыс. т	5,1	0,1
7.3	<i>Кэнский РР</i>				
7.3.1	Каховский РУ	Серебро	т	460	120
		Свинец	тыс. т	10,3	21,9
		Цинк	тыс. т	8,5	25,6
		Олово	тыс. т	0,8	0,1
7.3.2	Дукатская РЗ	Серебро	т	11018	1409
		Золото	т	32,7	5,9
7.3.3	Маякская РЗ	Олово	тыс. т	3	1,1
		Вольфрам	тыс. т		
7.3.4	Невская РЗ	Серебро	т	–	270
		Олово	тыс. т	10,86	–
7.3.5	Гольцовская РЗ	Серебро	т	940	660
		Свинец	тыс. т	32,4	32,2
		Цинк	тыс. т	6,3	5,7
7.3.6	Пестринский РУ	Серебро	т		
		Олово	тыс. т		0,3
		Вольфрам	тыс. т		
8	<b>Балыгычанская МО</b>				
8.1	<i>Хурчан-Оротуканский РР</i>				

Продолжение приложения

	Прогнозные ресурсы, утвержденные МПР, в том числе впервые выявленные (*)				Непробированные авторские прогнозные ресурсы				Общий минералогический (ресурсный) потенциал	
	Забалансовые	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> + P <sub>2</sub> + P <sub>3</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		Номер источника по списку литературы
		–	–				0,84	8,13	52	8,97
	350	1700	2900		4600	5390	3500	1500	186	14990
	1,13					19	8	2		29
		400	300		700	540	1290	1000	52	3530
							3,5			3,5
	170						2200		186	2200
	52									
	1,8									
	8,7									
	0,06							4	52	4
		700	1100	1800	3600		3700		52	7300
	–									
	–									
	0,06						34,1		186	34,1
	731	1700	3200		4900					4900
	0,9									
	0,2						9,4		52	9,4
								16		16
	–	900			900	100	300		52	1300
	–									
	30						300		53	300
	2,2									
	2,5									
							2500		52	2500
	13,6						19,7			19,7
							20	248		268



Минерагенический объект		Вид полезного ископаемого	Единицы измерения прогнозных ресурсов	Запасы		
				A+B+C	C <sub>2</sub>	
8.1.1.1	Верхне-Оротуканский РУ	Золото	т	–	1	
		Серебро	т	–	50	
		Олово	тыс. т		1,3	
		Иттрий	тыс. т			
		Цирконий	тыс. т			
		Ниобий	тыс. т			
8.1.2	Сулухачанский РУ	Золото	т			
8.1.3	Мякит-Хурчанский РУ	Золото	т			
		Серебро	т			
8.2	<i>Танья-Нурский РР</i>					
8.2.1	Среднебуюндинский РУ	Серебро	т			
		Олово	тыс. т		0,09	
		Молибден	тыс. т			
8.2.2	Тенкелинский РУ	Серебро	т			
		Олово	тыс. т			
8.3	<i>Нельгасиг-Кырчанский РР</i>					
8.3.1	Кырчанский РУ	Олово	тыс. т			
		Сурьма	тыс. т			
8.3.2	Нябольский РУ	Золото	т			
8.3.3	Дагорский РУ	Золото	т			
8.0.2	Верхне-Эльгенский ПРУ	Золото	т			
8.0.3	Приискательский РУ	Бериллий	тыс. т		1,5	
		Тантал	тыс. т		0,4	
		Ниобий	тыс. т		0,3	
		Олово	тыс. т			
8.0.4	Ларюковский РУ	Золото	т	0,06	0,07	
8.0.5	Нетченский РУ	Золото	т			
8.0.6	Хулугунынская ПРЗ	Золото	т			
8.0.7	Большекупкинский ПРУ	Золото	т			
0.0.1	Толкунтахский ПРУ	Олово	тыс. т		16,1	
0.0.2	Тунгусский ПРУ	Золото	тыс. т			

Продолжение приложения

	Прогнозные ресурсы, утвержденные МПР, в том числе впервые выявленные (*)				Непробированные авторские прогнозные ресурсы				Общий минерально-ресурсный потенциал	
	Забалансовые	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		Номер источника по списку литературы
	0,1	2	–	100	102		20		52	122
		500			500		3100			3600
							3,4	4,7		8,1
								100		100
								2718		2718
								194,7		194,7
		–	10		10		20	138	186	168
		–	–	150*	150*				52	150
				4000	4000					4000
		1300		1000	2300		2100		52	4400
							0,3	11,3		11,6
							70	560		630
			500		500		2350			2850
								2		2
								16,4	52	16,4
							30			30
							3	40	52	43
								15	52	15
								60	52	60
							7,5	27,2	52	34,7
							2	7,3		9,3
							1,7	6		7,7
							14,11			14,11
							4,5	100	52	104,5
		16	14		30					30
								63	52	63
								50	52	50
								12,2	52	12,2
								18,6	52	18,6

Минерагенический объект	Вид полезного ископаемого	Единицы измерения прогнозных ресурсов	Запасы		
			A + B + C	C <sub>2</sub>	
<b>Охотско-Чукотский</b>					
9	<b>Магадано-Ямская ПМЗ</b>				
9.0.1	Уптарский ПРУ	Медь	тыс. т		
		Молибден	тыс. т		
		Серебро	т		
0.1	<i>Сеймканский РР</i>				
0.1.1	Ольчанский РУ	Серебро	т		
0.1.2	Арманский РУ	Свинец	тыс. т	104	150
		Цинк	тыс. т	181	270
0.1.3	Верхне-Сеймканский ПРУ	Кобальт	т		9,6
0.1.5	Мшистый ПРУ	Серебро	т		
		Олово	тыс. т		
0.1.6	Ойринский РУ				
0.2	<i>Малтано-Ольский РР</i>				
0.2.1	Носэгчанский РУ	Золото	т	3,7	1,1
0.2.2	Хетинский РУ	Серебро	т		
		Олово	тыс. т		
0.2.3	Сахчанский ПРУ	Золото	т		
		Серебро	т		
		Свинец	тыс. т		
		Цинк	тыс. т		
0.2.4	Эрекский ПРУ	Золото	т		
		Серебро	т		
0.2.5	Дондычанский ПРУ	Золото	т		
		Серебро	т		
0.2.6	Утеснинский РУ	Золото	т	—	0,5
		Серебро	т	—	120
0.2.7	Карамкенский РУ	Золото	т	—	1
		Серебро	т	—	—
0.2.8	Неорчанский ПРУ	Золото	т		
		Серебро	т		
0.2.9	Нухский ПРУ	Серебро	т		
		Олово	тыс. т		
0.3	<i>Нявленгинский РР</i>				
0.3.1	Иваньинский РУ	Золото	т	8,5	10
		Серебро	т	120	100
0.3.2	Максинский РУ	Золото	т		
		Серебро	т		

Продолжение приложения

Забалан- совые	Прогнозные ресурсы, утверж- денные МПР, в том числе впервые выявленные (*)				Непробированные авторские прогнозные ресурсы				Общий минера- генический (ресурс- ный) потенциал
	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> + P <sub>2</sub> + P <sub>3</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Номер источ- ника по спис- ку литературы	
<b>минерагенический пояс</b>									
		3000		3000		1560		186	1560
						31			31
						280			280
			10000	10000					10000
–						40	15	123	55
–						50	5		55
							800	123	800
							2		2
0,5							5	59	5
						3000		163	3000
						63,2			63,2
							12	163	12
							7200		7200
							450		450
							600		600
							10	163	10
							1800		1800
							5	59	5
							100		100
0,3						2,4			2,4
40						700			700
0,04						5		59	5
40						1000			1000
							0,2	123	0,2
							200		200
							100	123	100
							15		15
0,8	11	28	14	53				52	53
					100	500	500		1100
							35	52	35
							1600		1600

Минерагенический объект		Вид полезного ископаемого	Единицы измерения прогнозных ресурсов	Запасы		
				A + B + C	C <sub>2</sub>	
0.3.3	Верхне-Килганинская РЗ	Золото	т			
		Олово	тыс. т			
0.3.4	Верхне-Буюндинский РУ	Золото	т			
0.3.5	Нявленгинский РУ	Золото	т	5,9	2,2	
		Молибден	тыс. т		0,46	
0.3.6	Верхне-Угуланский ПРУ	Золото	т			
		Серебро	т			
0.0.3	Джетский ПРУ	Серебро	т			
		Олово	тыс. т			
0.0.4	Днепровский РУ	Олово	тыс. т	1,9	0,9	
0.0.5	Улаханский ПРУ	Золото	т			
		Серебро	т			

#### Суммарные запасы и ресурсы

УУВ				
Уголь каменный	млн т	29,66	3,16	
Уголь бурый	млн т	72,46	2,5	
Медь	тыс. т	0,003	0,002	
Свинец	тыс. т	146,7002	204,1005	
Цинк	тыс. т	195,8005	301,3001	
Кобальт	т	0,13	9,64	
Молибден	тыс. т		0,46	
Вольфрам	тыс. т	1,01	26,5	
Олово	тыс. т	473,18	25,59	
Сурьма	тыс. т			
Бериллий	тыс. т		1,5	
Тантал	тыс. т		0,4	
Ниобий	тыс. т		0,3	
Кадмий	т			
Цирконий	тыс. т			
Иттрий	тыс. т			
Золото	т	63,86	37,39	
Серебро	т	14368	5179	

## Окончание приложения

Забалан- совые	Прогнозные ресурсы, утверж- денные МПР, в том числе впервые выявленные (*)				Непробированные авторские прогнозные ресурсы				Общий минераге- нический (ресурс- ный) потенциал
	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Сумма P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub> +P <sub>3</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	Номер источ- ника по спис- ку литературы	
							18		18
							9	52	9
			70	70			21	52	91
1,3							20	52	20
						100			100
							28	52	28
							400		400
							200	52	200
							3,7		3,7
							15,8	52	15,8
			36	36				52	36
							300		300

## по видам полезных ископаемых

							34,4		34,4
12,95	222	139	4815	5176					5176
24,6	536	995	6238	7769					7769
1,8		3000		3000	689	1779	7825		10293
2,35						1280	2795		4075
2,8						7791	2295		10086
0,47							20		20
						201	560		761
8,7						20	403,8		423,8
69,35						209,51	229,73		439,24
						30			30
						7,5	27,2		34,7
						2	7,3		9,3
						1,7	200,7		202,4
						31,7			31,7
							2718		2718
							100		100
5,07	61	102	650	813	62	448,2	877,8		2201
1361	7200	8000	18800	34000	6130	31884	15960		87974

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение</b> <i>В. М. Кузнецов</i> . . . . .	3
<b>Стратиграфия</b> <i>В. М. Кузнецов, В. И. Шпикерман</i> . . . . .	9
Верхний протерозой . . . . .	10
Палеозойская эратема . . . . .	12
Нижний—средний палеозой. . . . .	12
Верхний палеозой. . . . .	28
Мезозойская эратема . . . . .	37
Триасовая система . . . . .	37
Юрская система . . . . .	56
Юрская система, верхний отдел—меловая система, нижний отдел . . . . .	77
Меловая система. . . . .	82
Кайнозойская эратема . . . . .	103
Палеогеновая система . . . . .	104
Неогеновая система . . . . .	105
Четвертичная система . . . . .	108
<b>Магматизм.</b> <i>С. В. Жигалов</i> . . . . .	116
Позднепермские—раннетриасовые интрузивные образования . . . . .	116
Позднеюрские интрузивные образования . . . . .	117
Раннемеловые интрузивные образования . . . . .	143
Ранне-позднемеловые интрузивные образования . . . . .	147
Позднемеловые интрузивные образования . . . . .	152
Общая схема развития магматизма . . . . .	186
<b>Метаморфические и метасоматические образования.</b> <i>С. В. Жигалов</i> . . . . .	188
<b>Тектоника.</b> <i>В. М. Кузнецов</i> . . . . .	200
<b>Геоморфология.</b> <i>В. М. Кузнецов</i> . . . . .	238
<b>История геологического развития.</b> <i>В. М. Кузнецов</i> . . . . .	252
<b>Полезные ископаемые.</b> <i>С. В. Жигалов, В. М. Кузнецов</i> . . . . .	271
Горючие ископаемые . . . . .	272
Металлические ископаемые . . . . .	276
Неметаллические ископаемые . . . . .	329
Подземные воды и лечебные грязи. . . . .	338
<b>Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.</b> <i>В. И. Шпикерман, В. М. Кузнецов</i> . . . . .	341
<b>Гидрогеология.</b> <i>Т. А. Ведерникова</i> . . . . .	374
<b>Эколого-геологическая обстановка.</b> <i>Т. А. Ведерникова</i> . . . . .	389
<b>Заключение</b> <i>В. М. Кузнецов, В. И. Шпикерман</i> . . . . .	396
<b>Список литературы</b> . . . . .	401
<b>Приложение.</b> Запасы и ресурсный потенциал территории листа Р-56 по основным видам минерального сырья . . . . .	414

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**  
**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

*Серия Верхояно-Кольмская*  
**Лист Р-56 — Сеймчан**  
**Объяснительная записка**

Редактор *Т. В. Брежнева*

---

Подписано в печать 14.08.2008. Формат 70×100/16.  
Гарнитура NewtonС.  
Печать офсетная. Печ. л. 26,75 + 16 вкл. Уч.-изд. л. 36.  
Тираж 150 экз. Заказ 80474018

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 328-9190, факс 321-8153